



**Universidad  
Andrés Bello®**

UNIVERSIDAD ANDRÉS BELLO  
Facultad de Ingeniería  
Escuela de Geología

**ANÁLISIS DEL ESTILO Y CRONOLOGÍA DE DEFORMACIÓN DE LA  
CORDILLERA DE VALLENAR (28°30'-29°S): INFLUENCIAS EN LA  
CONSTRUCCIÓN DEL OROCLINO DE VALLENAR**

Memoria para optar al título de Geóloga

Nicole Katherinne Briones Vargas

Profesor Guía  
José Guillermo Fuentes Espinoza

Profesor Co-Guía  
Esteban Salazar Pérez

Miembros de la Comisión  
Ximena Contardo Berríos

Viña del Mar, Chile, 2018

## RESUMEN

La latitud de Vallenar representa un cambio en una serie de rasgos geológicos regionales de primer orden, como son las rotaciones paleomagnéticas y la orientación de las estructuras principales, lo que ha sido definido como el Oroclino de Vallenar. Para develar posibles controles geológicos en su patrón de deformación, es necesario comprender el estilo estructural y cronología de la deformación de la Cordillera de la Costa oriental y Cordillera Frontal chilena a la latitud de Vallenar y compararlo con los descritos para el segmento norte del Oroclino.

Mediante compilación bibliográfica, y análisis estructural, se realizó un modelo estructural sintético entre los 28°30'-29°S, el cual fue validado con modelamiento *forward* y comparado con el modelo estructural propuesto para la latitud de Copiapó.

Los resultados arrojaron un estilo estructural a la latitud de Vallenar, caracterizado por un sistema de fallas inversas de vergencia oeste sobreimpuestas a la deformación extensional Mesozoica en la Cordillera de la Costa, que involucra unidades estratigráficas del Triásico al Campaniano y en la Cordillera Frontal una tectónica compresiva bi-vergente (de vergencia este y oeste) que alza bloques de basamento Carbonífero Pérmico en el sector occidental y Triásico Inferior – Medio en el sector oriental.

La configuración estructural actual del orógeno Andino a esta latitud está controlada en gran parte por las fallas extensionales heredadas del Mesozoico y probablemente por suturas relictas del Paleozoico. Dentro de estas estructuras, la inversión de la Falla San Félix durante la Fase Incaica, juega un rol fundamental en la deformación de la Cordillera de la Costa y en su relación con la Cordillera Frontal, marcando el límite entre ambos dominios morfoestructurales.

A través de la comparación entre los limbos norte y sur del Oroclino de Vallenar, se identificaron variaciones latitudinales, principalmente en (1) la disminución de los espesores de las unidades Mesozoicas en el limbo sur, (2) cronología de la deformación diacrónica, con inicio de la actividad compresiva a los ~110 Ma en Vallenar y ~80 Ma en Copiapó, (3) mecanismo de inversión tectónica dominado por reactivación de fallas normales heredadas de las cuencas extensionales Mesozoicas en el segmento norte y por decapitación de estas estructuras en el segmento sur y (4) propagación de la deformación hacia el este desde el Cretácico Tardío hasta el presente en el limbo norte, mientras que en el limbo sur la deformación se propagó hacia el este entre el Albiano – Paleoceno y hacia el oeste en el Paleoceno – Mioceno.

Los factores que parecen tener mayor influencia en el oroclino son el mecanismo de inversión tectónica y la propagación de la deformación porque determinan la vergencia de las estructuras principales y el sentido del transporte tectónico.

## ABSTRACT

The Vallenar latitude represent a change in a sequence of first order regional geological features, like paleomagnetic rotations and main structures orientation, that has been defined as Vallenar Orocline. To unveil possible geological controls in the deformation pattern it is necessary understand the structural style and the deformation chronology of the western Coastal Range and eastern Frontal Range at Vallenar latitude and compare this with the features of northern Orocline segment.

Through bibliographic compilation and structural analysis, a synthetic structural model was made between 28°30'-29°S, then the model was validate with forward modeling and finally was compared with the structural model of Copiapó latitude.

The results showed a structural style at Vallenar latitude characterized for a west-vergent thrust system superimposed at Mesozoic extensional deformation in the Coastal Range, that involving Triassic – Campanian stratigraphic unit and a compressive tectonic bi-vergente (east and west) that uplift Carboniferous – Permian basement blocks in the western range and Triassic basement blocks in the eastern range.

The actual Andean orogen structural setting at this latitude it is main controlled through Mesozoic inherited extensional faults and maybe of Paleozoic relic sutures. Between these structures, the San Félix fault inversion during the Incaic tectonic phase, it is a fundamental role in the Coastal Range and her relation with the Frontal Range, this mark the limit between both morph-structural domains.

The latitudinal variations recognized, by the comparison between northern and southern limbs, was mainly (1) southward Mesozoic sequences thickness decrease, (2) diachronic deformation chronology, with start of compressive activity at 110Ma in Vallenar, and at 80Ma in Copiapó, (3) tectonic inversion mechanism dominated by reactivation of normal structures inherited of Mesozoic extensional basins in northern segment, and dominated by decapitation of these structures in southern segment, and (4) deformation propagation eastward since late Cretaceous until present in northern limb, , while in southern limb, the deformation was propagated eastward between Albian - Paleocene and westward since Paleocene to Miocene.

The factors that possibly have greater influence in the Orocline, are the tectonic inversion mechanism and the deformation propagation, because determine the main structures vergence and the tectonics transport sense.

## AGRADECIMIENTOS

Durante los últimos años me he dado cuenta de lo afortunada que soy, por la familia que tengo, la carrera que estoy terminando y por todo lo que me ha dado la vida. Primero que todo debo decir a mis padres, Nancy y José que nada de esto habría sido posible sin ustedes y les agradeceré infinitamente por estar en cada paso de mi vida, ser mis pilares, compartir mis alegrías, comprender mis "locuras", por la confianza, por ser mis cómplices y amigos, por darme ánimo para seguir adelante en las etapas difíciles, apoyarme en los momentos buenos y malos y por enseñarme a empezar desde cero después de los momentos muuuuy malos. A mis tíos, por recibirme durante mis prácticas profesionales en Santiago, las que permitieron que nos conociéramos y uniéramos aún más, y a la Caro, por recibirme en su depa.

También quiero agradecer a las personas que conocí en los años que llevo estudiando en Viña del Mar y que tuvieron gran influencia en mi carrera; Al Checho por compartir tooodos su conocimientos con los alumnos y por haber estado siempre disponible para ayudarnos en lo que fuera necesario, a Pía Rodríguez porque gracias a sus clases descubrí mi interés por la geología regional, aprendí a vivir rodeada de *papers* y porque me ayudó a conseguir este tema. A Iván Vargas, por los buenos momentos, las risas, los consejos, por hacerme confiar en mis capacidades, por enseñarme a "contemplar la naturaleza" en terreno, a descubrir cuál es mi camino dentro de esta ciencia y por las oportunidades que me dio, permitiendo mi crecimiento como persona y como casi-geóloga.

A Michela Giustiniani, Umberta Tinivella, Milton Plasencia, Stefano Furlani, Lorenzo Bonini y Ester Colizza, les agradezco por todo lo que me enseñaron, por las bellas experiencias en terreno y por la afectuosa recepción en su país durante mi pasantía en el *Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale* – OGS, en Trieste, Italia.

Y finalmente, agradezco a mis profesores guías, Guillermo Fuentes y Esteban Salazar, por la paciencia, dedicación, comprensión y conocimientos que me entregaron durante el año que realicé mi memoria y en las prácticas que realicé en la UST y en SERNAGEOMIN. Gracias por hacer de todo el tiempo que llevo trabajando con ustedes una agradable experiencia de aprendizaje, en un ambiente con buenas vibras y con "buenas personas" jaja.

## TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Presentación del Problema.....	1
1.2 Objetivos.....	4
1.2.1 Objetivo General .....	4
1.2.2 Objetivos Específicos.....	4
1.3 Hipótesis.....	4
1.4 Metodología .....	5
1.4.1 Revisión y síntesis bibliográfica .....	5
1.4.2 Análisis estructural .....	5
1.4.3 Confección de un modelo estructural integrado .....	6
1.4.4 Validación del modelo .....	6
1.4.5 Comparación.....	7
2. MARCO TECTÓNICO.....	8
2.1 Oroclino de Vallenar .....	10
3. GEOLOGÍA REGIONAL.....	13
3.1 Unidades Geológicas.....	13
3.1.1 Devónico .....	13
3.1.2 Carbonífero Superior – Pérmico.....	14
3.1.3 Triásico Inferior – Triásico Medio .....	15
3.1.4 Triásico Superior .....	18
3.1.5 Jurásico Inferior – Jurásico Medio.....	19
3.1.6 Jurásico Superior .....	20
3.1.7 Valanginiano – Aptiano .....	22
3.1.8 Albiano – Maastrichtiano .....	23

3.1.9 Paleoceno .....	28
3.1.10 Eoceno .....	29
3.2 Geología Estructural .....	32
3.2.1 Dominio Cordillera de la Costa (CCW y CCE) .....	33
3.2.2 Dominio Cordillera Frontal (CFW, CFCW, CFCE y CFE) .....	35
4. RESULTADOS .....	40
4.1 Análisis Estructural Del Limbo Sur Del Oroclino De Vallenar .....	40
4.1.1 Sección Estructural Integrada .....	40
4.1.2 Análisis Cualitativo de la Sección .....	50
4.1.3 Modelamiento Estructural .....	53
4.1.4 Propagación de la Deformación .....	64
4.2. Análisis De Las Variaciones Latitudinales Del Oroclino De Vallenar .....	66
4.2.1 Estratigrafía .....	66
4.2.2 Cronología de la Deformación .....	68
4.2.3 Mecanismo de Inversión Tectónica .....	68
4.2.4 Propagación de la Deformación .....	70
5. DISCUSIONES .....	71
5.1 Relación Estructural Entre Dominios Morfoestructurales Cordillera De La Costa Y Cordillera Frontal .....	71
5.2 Correlaciones Con Eventos Tectónicos Regionales .....	76
5.3 Génesis del Oroclino de Vallenar .....	78
6. CONCLUSIÓN .....	81
BIBLIOGRAFÍA .....	83
ANEXOS .....	90

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	<i>Oroclino de Vallenar. Los vectores paleomagnéticos, muestran que el patrón de rotación horaria alcanza 18° en el limbo sur y 39° en el limbo norte. (Modificado de Arriagada et al., 2009).....</i>	2
Figura 2.	<i>Modelo estructural a la latitud de Copiapó. (Modificado de Martínez, 2015).....</i>	3
Figura 3.	<i>A) Modelo de elevación digital de los Andes, entre los 15° y 40°S. B) Dominios morfoestructurales del segmento flat-slab, CC: Cordillera de la Costa, FC: Cordillera Frontal. (Modificado de Charrier et al., 2007).....</i>	9
Figura 4.	<i>Datos paleomagnéticos compilados por Peña (2012) para el margen chileno y parte del margen peruano a partir de Taylor et al. (1998, 2005), Roperch (2006) y Arriagada (2006). En negro la ubicación de los sitios paleomagnéticos muestreados en Peña (2012) y en zoom los datos paleomagnéticos documentados entre los 27 – 37° Sur, y la interpretación del Oroclino de Vallenar y el Megakink del Maipo (Arriagada et al., 2009).....</i>	11
Figura 5.	<i>Tabla cronoestratigráfica de las unidades sedimentarias del Cretácico (Modificado de Salazar et al., 2017). Los puntos negros representan muestras de circones detríticos de Salazar et al. (2015).....</i>	23
Figura 6.	<i>Mapa compilado entre los 28°30´- 29° latitud Sur y entre los 69°40´- 70° longitud Oeste. (Modificado de Arévalo et al., 2009; Salazar et al., 2013 y Salazar &amp; Coloma, 2016).....</i>	31
Figura 7.	<i>Cuadro resumen de la cronología de la deformación compresiva. Los colores representan la edad de las unidades involucradas (Ver leyenda en el mapa de la figura 6).....</i>	33
Figura 8.	<i>Fotografía y esquema de la discordancia entre el Miembro Checo de Cobre y el Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos en la Quebrada Algarrobal (Fotografía tomada en terreno por Esteban Salazar).....</i>	42
Figura 9.	<i>Proyección de los contornos estructurales en una sección de orientación W-E ubicada en la ladera sur la Qda. Algarrobal, con coordenadas X: distancia (Medida en sistema de coordenadas UTM) e Y: altura medida en metros sobre el nivel del mar. Los puntos corresponden a vértices de los contornos con información de longitud, latitud y altura y las líneas continuas son la interpretación de los vértices. GC: Grupo Chañarcillo, MCC: Miembro Checo de Cobre, MV: Miembro Volcánico de la Formación</i>	

	Cerrillos, FV: Formación Valeriano, FLC: Falla Las Cañas, FEO: Falla El Orito.....	43
Figura 10.	Imagen satelital del valle del Río El Carmen, capturada de Google Earth y el esquema de la estratificación del Triásico y las fallas que controlan su distribución; Falla San Félix y Falla Las Pircas .....	45
Figura 11.	Proyección de los contornos estructurales en una sección de orientación W-E ubicada en la ladera sur del río El Tránsito, con coordenadas X: distancia (Medida en sistema de coordenadas UTM) e Y: altura medida en metros sobre el nivel del mar. Los puntos corresponden a vértices de los contornos con información de longitud, latitud y altura y las líneas continuas son la interpretación de los vértices. M1-M4: Miembros M1–M4 de la Fm. San Félix, M5: Miembro M5 de la Fm. San Félix, Fm.LT: Fm. La Totorá, Fm.Lto: Fm. Lautaro, Fm.A: Fm. Algarrobal. FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Co. Los Quemados, FP: Falla Pinte.....	46
Figura 12.	Fotografía y esquema del sector occidental del Bloque La Plata y del borde oriental del Bloque Pinte. CPC: Complejo Plutónico Chancoquín, CPChollay: Complejo Plutónico Chollay (Fotografía tomada en terreno por Esteban Salazar).....	47
Figura 13.	Modelo estructural integrado a la latitud de Vallenar, en rojo se enmarca la zona analizada estructuralmente a través de contornos estratigráficos. Los bloques Valeriano y La Coipa- El Potro fueron modificados de Salazar & Coloma (2016). (Ver ubicación y leyenda en el mapa geológico de la figura 6).....	49
Figura 14.	Correlación de columnas estratigráficas de la Cordillera de la Costa (CC) y Bloque Pinte (BP) de la Cordillera Frontal. En la Cordillera de la Costa se presentan las columnas estratigráficas al oeste y este de la Falla El Orito, notar las drásticas variaciones de espesor de las secuencias cretácicas. En las columnas del Bloque Pinte y la columna oriental de la CC se observa el acomodo de los depósitos triásicos con mayor espesor en el bloque colgante de la Falla San Félix. CPC: Complejo Plutónico Chancoquín, FSF 1-4: Miembros M1-M4 de la Fm. San Félix, FSF 5: Miembro M5 de la Fm. San Félix, FLT: Fm. La Totorá, FPC: Fm. Punta del Cobre, GCh: Grupo Chañarcillo, MCC: Miembro Checo de Cobre de la Fm. Cerrillos, MV: Miembro Volcánico de la Fm. Cerrillos, FV: Formación Viñita.....	52
Figura 15.	Modelo estructural propuesto para el Triásico. FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FEA: Falla El Amarillo, en línea punteada se marca la ubicación donde se formará la Falla La Escondida en el Jurásico.....	55



Figura 16.	<i>Modelo estructural propuesto para el Jurásico. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FEA: Falla El Amarillo.....</i>	56
Figura 17.	<i>Modelo estructural propuesto para el Valanginiano-Aptiano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FEA: Falla El Amarillo.....</i>	57
Figura 18.	<i>Modelo estructural propuesto para el Albiano-Turoniano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat.....</i>	59
Figura 19.	<i>Modelo estructural propuesto para el Turoniano-Santoniano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat.....</i>	60
Figura 20.	<i>Modelo estructural propuesto para el Campaniano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat.....</i>	61
Figura 21.	<i>Modelo estructural propuesto para el Paleógeno. FLC: Falla Las Cañas, FEO: Falla El Orito, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat.....</i>	64
Figura 22.	<i>Edad relativa de actividad de las fallas principales y su correlación con las fases tectónicas.....</i>	65
Figura 23.	<i>Etapas de transgresión y regresión marina para la Formación Lautaro. Modificado de Vicente (2005) en Salazar (2012).....</i>	67
Figura 24.	<i>Modelo estructural a la latitud de Copiapó para el Cretácico Tardío – Paleoceno FEB: Falla Elisa de Bodos, FC: Falla Calquis, en naranjo la Formación Hornitos (Tomada de Martínez et al., 2015)...</i>	68
Figura 25.	<i>Perfil estructural de la Cordillera de la Costa en la latitud de Copiapó. (Tomada de Martínez et al., 2015).....</i>	69
Figura 26.	<i>Edad relativa de actividad de las fallas principales a la latitud de Copiapó y su correlación con las fases tectónicas.....</i>	70
Figura 27.	<i>Cambios en el nivel del mar, en celeste se marca el alzamiento eustático del Cretácico Inferior. Modificada de Haq et al. (1987).....</i>	72
Figura 28.	<i>Estructuras de inversión tectónica (Modificado de McClay, 1992)....</i>	73

- Figura 29. *Mapa Geológico entre los 28°30' - 30° Sur y perfil estructural a la latitud de la Serena, modificado de Salazar et al. (2017). En rojo (Línea continua) la traza del perfil realizado en este trabajo a la latitud de Vallenar y al sur, la traza del perfil correspondiente a los 30°S. Las líneas rojas segmentadas en el perfil representan el modelo propuesto para la geometría en profundidad de las fallas que se correlacionan hacia el norte. FLC: Falla Las Cañas, FEO: Falla El Orito, FSF: Falla San Félix, FP: Falla Pinte, FV: Falla Valeriano, FVI: Falla Vicuña, FR: Falla Rivadavia, FLP: Falla La Punilla, FBT: Falla Baños del Toro. Modelo estructural a la latitud de Copiapó para el Cretácico Tardío – Paleoceno FEB: Falla Elisa de Bordes, FC: Falla Calquis, en naranja la Formación Hornitos (Tomada de Martínez et al., 2015)..... 75*
- Figura 30. *Cambios en la velocidad de convergencia desde los ~100 Ma. Modificada de Martinod et al., (2010)..... 77*

## TABLAS

Tabla 1.	<i>Parámetros del algoritmo Trishear utilizados para la reactivación inversa de la Falla La Escondida durante el Campaniano.....</i>	60
Tabla 2.	<i>Parámetros del algoritmo Trishear utilizados para la Falla El Portillo.....</i>	62
Tabla 3.	<i>Parámetros del algoritmo Trishear utilizados para la reactivación inversa de las Fallas San Félix y Las Pircas durante el Paleógeno...</i>	63

## ANEXOS

Anexo 1: Modelo <i>Forward</i> .....	90
--------------------------------------	----

# Capítulo 1

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Presentación del Problema

Los Andes Centrales se ubican entre los 8°- 38° latitud sur en el margen occidental de América del Sur. A lo largo de este margen activo, la geometría de la placa de Nazca presenta variaciones latitudinales, alternando segmentos de subducción normal bajo la placa Sudamericana, donde el ángulo de la zona de Benioff es cercano a los 30°, con segmentos de subducción plana que no superan los 10° de inclinación (Barazangi & Isacks, 1976). Entre los 27°-33° de latitud sur, algunos autores definieron el “Segmento de subducción plana de Chile central” (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983), caracterizado por la ausencia de volcanismo activo, desarrollo de una tectónica de piel fina en el antepaís con tectónica de bloques de basamento hacia el este y por la ausencia de una depresión longitudinal entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal (Jordan *et al.*, 1983) que constituyen dominios morfoestructurales con marcadas diferencias en su morfología, estratigrafía y estilo de deformación (Moscoso & Mpodozis, 1988).

Dentro del segmento de subducción plana, la latitud de Vallenar representa un cambio en una serie de rasgos geológicos regionales de primer orden como son las rotaciones paleomagnéticas (Ver figura 1), y la orientación de las estructuras principales en la Cordillera Frontal, lo que ha sido definido como el Oroclino de

Vallenar (Arriagada *et al.*, 2009). Para estudiar los controles geológicos, se requiere entender las variaciones latitudinales en los parámetros de deformación como el estilo estructural, cronología de la deformación y cantidad de acortamiento.

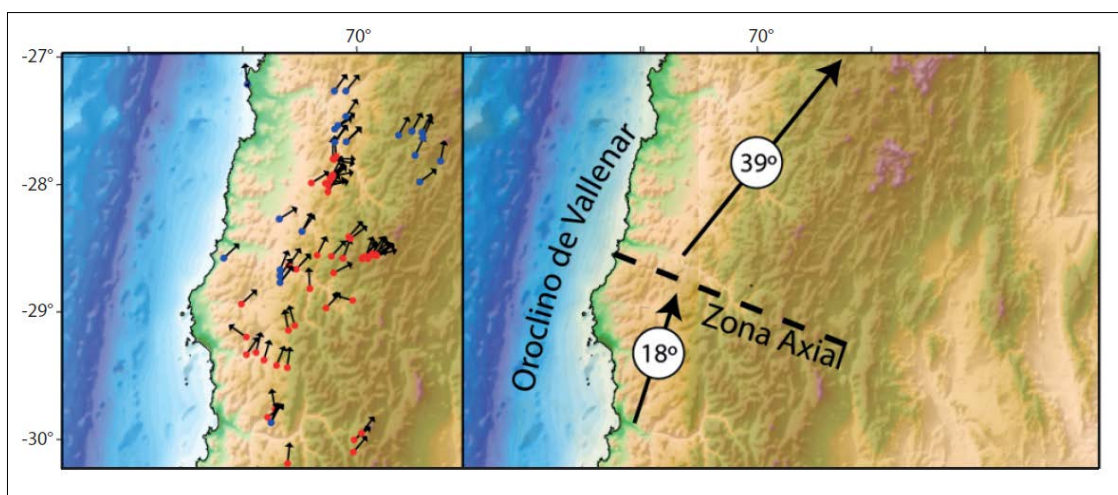


Figura 1. Oroclino de Vallenar. Los vectores paleomagnéticos, muestran que el patrón de rotación horaria alcanza 18° en el limbo sur y 39° en el limbo norte. (Modificado de Arriagada *et al.*, 2009)

A la latitud de Copiapó, una serie de estudios de Martínez *et al.*, (2012; 2013; 2016) caracterizan dos dominios tectónicos principales (Figura 2), el primero en el sector este de la Cordillera de la Costa y oeste de la Cordillera Frontal, donde las secuencias estratigráficas de las cuencas del Mesozoico Temprano, y algunas rocas del basamento, conforman largos anticlinales de inversión N-S de vergencia este y oeste respectivamente, definiendo una arquitectura de zona triangular de piel gruesa. Hacia el este de la Cordillera Frontal, el segundo dominio, describe una tectónica de basamento ligada con fallas inversas, anticlinales de basamento, pop-ups e imbricaciones NNE que alzan a las unidades del Paleozoico Tardío hacia el este de los Andes. En consecuencia, proponen que la inversión tectónica positiva de la herencia extensional Mesozoica caracterizada por geometrías de hemigraben asimétricos N-S limitados por bloques de basamento, tiene un rol fundamental en la construcción del orógeno Andino y habría comenzado con un

evento compresivo de 80 Ma registrado en los depósitos sin-tectónicos que se apoyan en discordancia sobre los flancos de anticlinales de inversión en la Cordillera de la costa y se rejuvenece hacia la Cordillera Frontal donde se propaga hacia el oriente del orógeno.

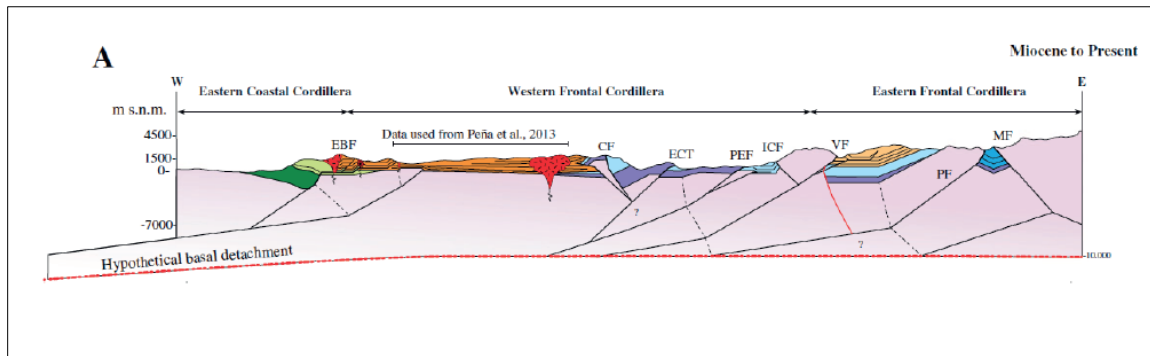


Figura 2. Modelo estructural a la latitud de Copiapó. EBF: Falla Elisa de Bordos, CF: Falla Calquis, ECT: Thrust El Chanco, PEF: Falla Pauna La Estancilla, ICF: Falla Iglesia Colorada, VF: Falla Vizcachas, PF: Falla El Potro, MF: Falla Mondaquita. Los colores representan la edad de las unidades; **lila**: basamento Paleozoico, **morado**: depósitos syn-rift Triásicos, **celeste**: depósitos marinos syn-rift Jurásicos, **azul**: depósitos clásticos syn-rift Jurásicos, **verde oscuro**: depósitos volcánicos syn-rift Jurásicos, **verde claro**: depósitos syn-rift del Cretácico Inferior-Medio, **anaranjado**: depósitos anaranjados syn-orogénicos del Cretácico Superior – Paleoceno, **rojo**: Intrusivos del Cretácico Superior- Eoceno (Modificado de Martínez, 2015).

Por otra parte, entre los 28°30' y 29° Sur, la cartografía de detalle (U-Pb) sugiere una sucesiva exhumación de bloques de basamento de oeste a este, al menos desde el Turoniano al Paleoceno (Salazar *et al.*, 2017), sin embargo, a pesar de los recientes trabajos que han reportado importantes hallazgos acerca de la cronología de la deformación y la estratigrafía asociada, no existe un modelo que integre esta información a escala regional, y que permita hacer una comparación con el segmento norte del Oroclino.

Este trabajo pretende caracterizar la deformación del limbo sur del Oroclino de Vallenar, a través de compilación bibliográfica y análisis estructural y evaluar si existe una variación con respecto al limbo norte en el estilo y/o cronología de la deformación que permita aportar al entendimiento de su formación.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo General**

Comprender el estilo estructural y cronología de la deformación de la Cordillera de la Costa oriental y Cordillera Frontal chilena a la latitud de Vallenar y compararlo con los descritos para el segmento norte del Oroclino para develar posibles controles geológicos en su patrón de deformación

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- I. Conocer e integrar la información estratigráfica; distribución, relaciones de contacto, composición y edad de las unidades litológicas
- II. Analizar y sintetizar la geología estructural de cada dominio morfoestructural; sus características y cronología de la deformación.
- III. Proponer un modelo estructural integrado y validarlo
- IV. Identificar las diferencias entre los segmentos norte y sur del Oroclino
- V. Evaluar posibles controles geológicos del Oroclino de Vallenar

## **1.3 Hipótesis**

Existen variaciones latitudinales en el estilo y cronología de la deformación que controlan el patrón de rotaciones del Oroclino de Vallenar. Estas variaciones podrían estar relacionadas con una propagación diacrónica de la deformación hacia el este en ambos limbos del Oroclino y posterior propagación hacia el oeste solo en el limbo sur.

## **1.4 Metodología**

La metodología que permitió realizar los objetivos de este trabajo consta de cinco etapas:

### **1.4.1 Revisión y síntesis bibliográfica**

Se utilizó para abordar la geología regional de la zona de estudio, enfocándose en dos áreas;

**Estratigrafía:** Primero se estudiaron y sintetizaron las distribuciones, relaciones de contacto, espesor, composición, y edades de las unidades litológicas para poder identificar discordancias regionales.

**Geología estructural:** La información fue ordenada por dominios morfoestructurales y se determinaron subdominios para cada uno de ellos, permitiendo una descripción más detallada de los estilos de deformación, la relación entre los bloques de basamento alzados y su edad de deformación.

Con la información ya sintetizada se realizó un mapa geológico compilado del área de estudio.

### **1.4.2 Análisis estructural**

Para el análisis estructural se utilizaron los softwares Arcgis y Google Earth, siguiendo los pasos que se describen a continuación;

- i) Selección de imágenes satelitales con horizontes estratigráficos observables en Google Earth, combinadas con un DEM
- ii) Mapeo 3D de horizontes estratigráficos en las imágenes satelitales proyectadas sobre el DEM a través de Arcmap



- iii) Comparación de datos estructurales con mapas geológicos previos, analizados en la etapa de revisión y síntesis bibliográfica
- iv) Proyección vertical 2D de los contornos estratigráficos sobre el mapa geológico compilado
- v) Proyección horizontal de los contornos estratigráficos sobre una sección transversal

#### 1.4.3 Confección de un modelo estructural integrado

A partir de los resultados obtenidos en las etapas de revisión y síntesis bibliográfica y análisis estructural se realizó una sección estructural regional sintética interpretando los datos estructurales observables en superficie y proyectando las líneas construidas con la proyección de los contornos estratigráficos en la sección estructural.

#### 1.4.4 Validación del modelo

Para esta etapa se utilizó el software Move 2016.1, de Midland Valley, facilitado por el Servicio Nacional de Geología y Minería, aplicando diferentes métodos de deformación cinemáticos, ya que permiten generar un modelo *forward* de la deformación con la herramienta 2D *Move-on-Fault*.

Los métodos utilizados fueron Cizalle Simple tanto para deformación extensional y para fallas inversas y Trishear para la reactivación inversa de las fallas normales ya que posee múltiples parámetros para modelar la propagación de una falla; Desplazamiento, pasos, ángulo de *trishear*, *offset*, razón propagación/desplazamiento (*P/S*), zonas de *trishear*, movimiento fuera de la zona de cizalle y vector de cizalle.

#### 1.4.5 Comparación

La comparación entre el estilo y cronología de la deformación entre ambos limbos del Oroclino de Vallenar se realizó en base a los resultados de este trabajo para el limbo sur y a los datos de la latitud de Copiapó publicados por Martínez et al. (2015) para el limbo norte. En esta etapa se analizaron las diferencias de estratigrafía, cronología de la deformación, propagación y mecanismos de inversión tectónica.

## Capítulo 2

### MARCO TECTÓNICO

A lo largo del margen occidental de América del Sur, la geometría de la placa de Nazca presenta variaciones latitudinales, alternando segmentos de subducción normal bajo la placa Sudamericana, donde el ángulo de la zona de Benioff es cercano a los 30°, con segmentos de subducción plana que no superan los 10° de inclinación (Barazangi & Isacks, 1976).

La zona de estudio se encuentra en el *flat slab* denominado "Segmento de subducción plana de Chile central" (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983) y definido como "Segmento de subducción plana Pampeano" Por Ramos *et al.* (2002), localizado entre los 27-33° Sur (Ver figura 3). Este segmento de subducción plana se caracteriza por la ausencia de volcanismo activo desde el Mioceno Superior, desarrollo de una tectónica de piel fina en el antepaís con tectónica de bloques de basamento hacia el este y por la ausencia de una depresión longitudinal entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal (Jordan *et al.*, 1983).

La Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal constituyen dominios morfoestructurales en el sector chileno de la Cordillera de los Andes, con marcadas diferencias en su morfología, estratigrafía y estilo de deformación (Moscoso & Mpodozis, 1988).

En el occidente del orógeno Andino, la Cordillera de la Costa presenta una deformación de piel fina y de pliegues suaves de gran longitud de onda (Moscoso & Mpodozis, 1988) y en el oriente, la Cordillera Frontal chilena está conformada por

una serie de pilares de basamento en compresión limitados por fallas inversas de alto ángulo, distribuidos en franjas de orientación N-S a NNE-SSW (Godoy & Davidson, 1976; Moscoso & Mpodozis, 1988).

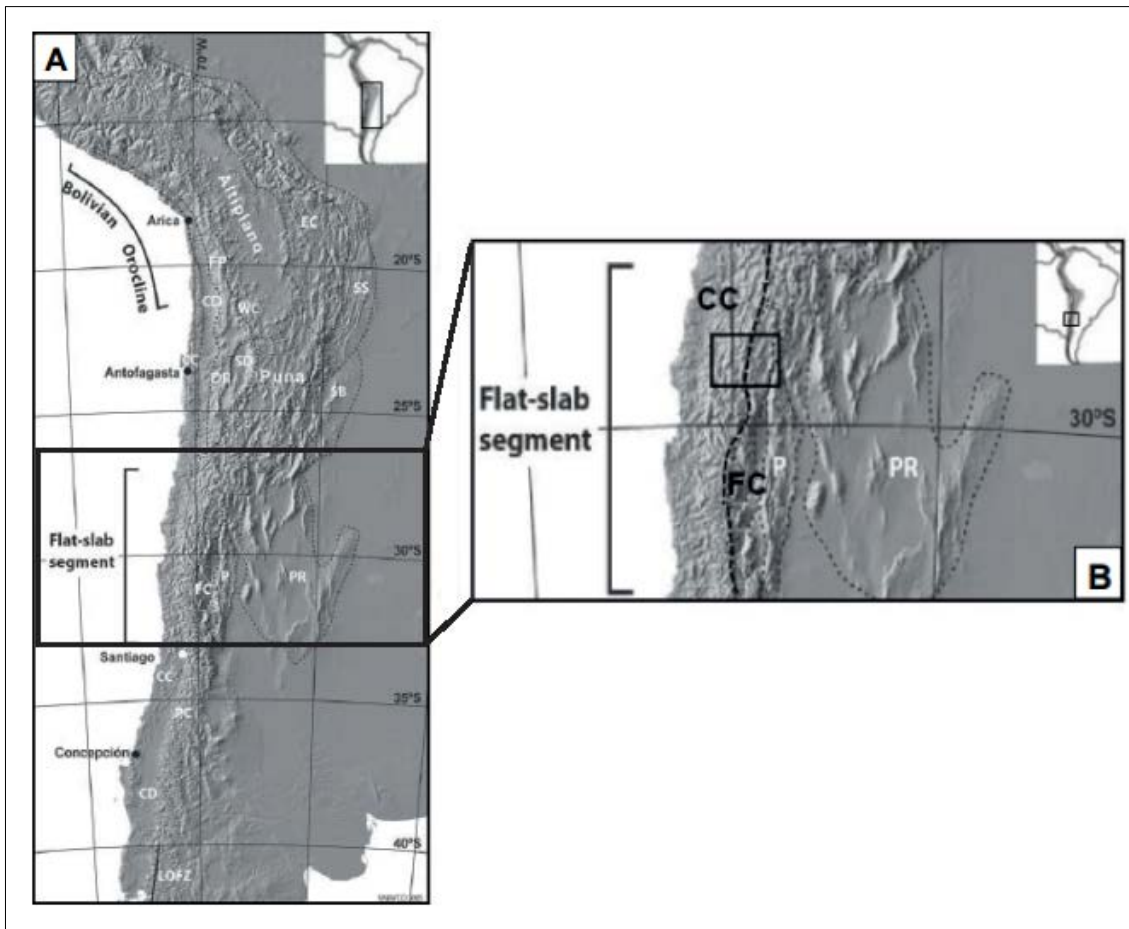


Figura 3. A) Modelo de elevación digital de los Andes, entre los 15° y 40°S. B) Dominios morfoestructurales del segmento flat-slab, **CC**: Cordillera de la Costa, **FC**: Cordillera Frontal. (Modificado de Charrier et al., 2007).

## 2.1 Oroclino de Vallenar

El término “Oroclino” u “Oroclinal” fue propuesto por Carey (1955; 1958) para describir la curvatura a gran escala de orógenos, como los Andes, siendo la más relevante en este sistema montañoso el denominado “Oroclino Boliviano” (Carey, 1955), localizado en torno al codo de Arica - Santa Cruz y caracterizado por presentar rotaciones tectónicas en sentido antihorario cercanas a los  $37^\circ$ , en el antearco del sur de Perú y rotaciones tectónicas en sentido horario cercanas a los  $30^\circ$  en el norte de Chile.

Para explicar el origen de las rotaciones horarias, en el norte de Chile, se han propuesto diferentes modelos; (1) una flexura oroclinal durante la orogénesis (Carey, 1955), (2) curvatura oroclinal del antearco Andino acomodado por acortamiento diferencial de la corteza a lo largo del orógeno, donde la fase más importante del acortamiento ocurrió en el Cenozoico Tardío (Isacks, 1988), (3) rotaciones locales de bloques en sentido horario para los Andes Centrales del Sur en respuesta a cizalle dextral producido como consecuencia de la descomposición del vector convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana en componentes paralelas y perpendiculares a la subducción (Beck *et al.*, 1986; Dewey & Lamb, 1992), el cual fue oblicuo al margen continental durante el Cenozoico (Pardo Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998).

Recientes estudios (Arriagada *et al.*, 2006, 2009; Peña, 2012) han documentado la continuidad de las rotaciones horarias hasta los  $37^\circ\text{S}$  (Ver figura 4), con patrones de rotación variables latitudinalmente.

Entre los  $27^\circ$  y  $28^\circ30'\text{S}$  las rotaciones horarias alcanzan una magnitud promedio de  $39^\circ$  y disminuye de forma rápida y gradual, desde la latitud de Vallenar hacia el sur, alcanzado un promedio de solo  $18^\circ$  entre los  $28^\circ30'$  y  $29^\circ30'\text{S}$  (Arriagada *et al.*, 2009, Peña *et al.*, 2015). En base a lo anterior, junto al cambio en la orientación de las fallas inversas que limitan los bloques de basamento en la Alta Cordillera, desde NNE, al norte, hasta NS, al sur de Vallenar Arriagada *et al.* (2009) describe esta

zona como un Oroclino en el sentido de Carey (1955), con el nombre de “Oroclino de Vallenar”.

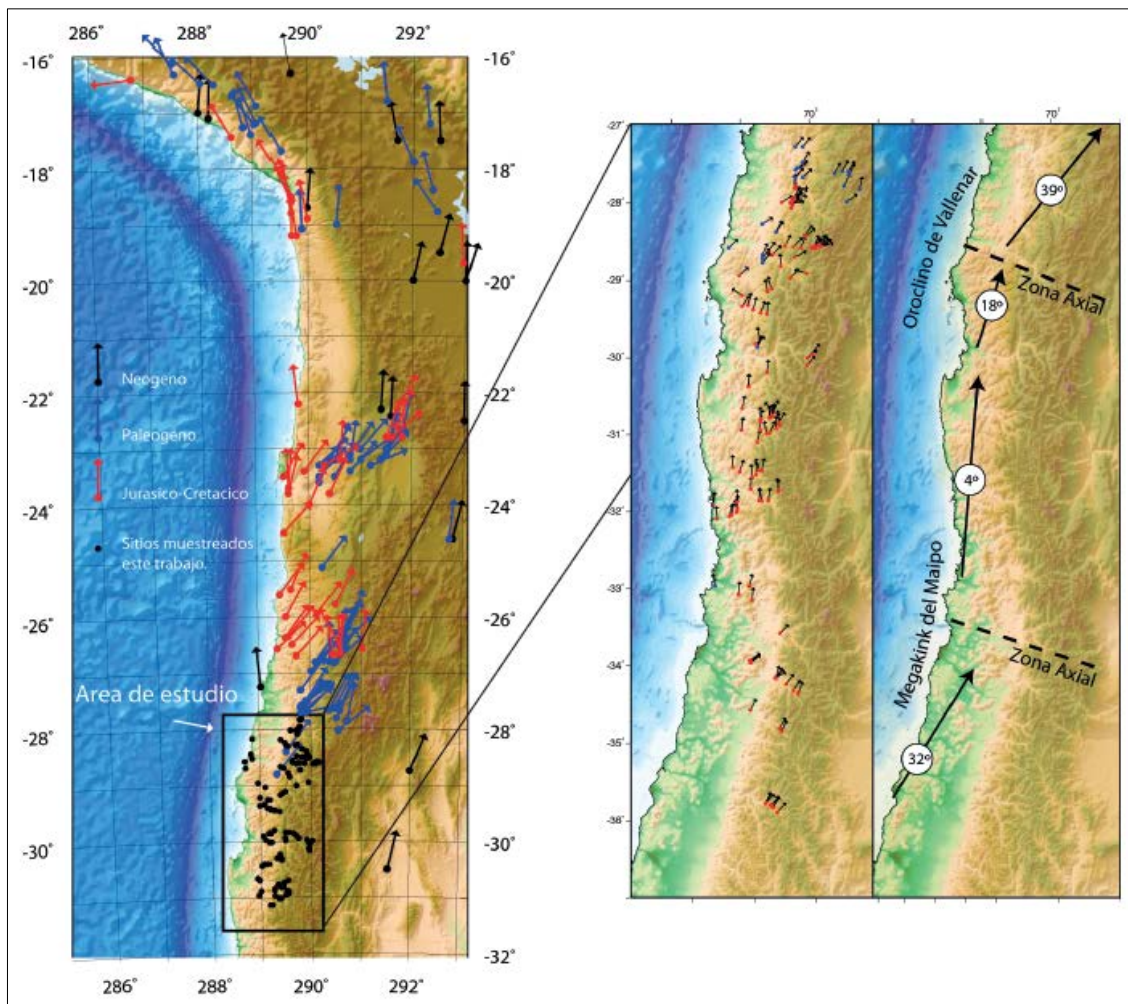


Figura 4. Datos paleomagnéticos compilados por Peña (2012) para el margen chileno y parte del margen peruano a partir de Taylor et al. (1998, 2005), Roperch (2006) y Arriagada (2006). En negro la ubicación de los sitios paleomagnéticos muestreados en Peña (2012) y en zoom los datos paleomagnéticos documentados entre los 27 – 37° Sur, y la interpretación del Oroclino de Vallenar y el Megakink del Maipo (Arriagada et al., 2009)

A esta latitud, la edad de las unidades afectadas por declinaciones paleomagnéticas está restringida entre el Paleozoico y el Eoceno, indicando que la deformación que producen las rotaciones podría estar asociada con la fase de deformación Incaica, en estrecha relación con la construcción del Oroclino Boliviano (Peña, 2012). En

base a lo anterior Peña (2012) propone que la región de Vallenar podría ser el límite sur del área de influencia del Oroclino Boliviano y en consiguiente, un límite para la fase de deformación Incaica, estableciendo un flexuramiento más acorde a las hipótesis de Isacks (1988) que las de Carey. (1955).

## **Capítulo 3**

# **GEOLOGÍA REGIONAL**

### **3.1 Unidades Geológicas**

Las unidades geológicas involucradas en la deformación estudiada en este trabajo, a la latitud de Vallenar, incluyen rocas sedimentarias, volcánicas, metamórficas e intrusivas. Sus edades van desde el Devónico hasta el Eoceno y están cubiertas localmente por depósitos poco consolidados del Oligoceno – Holoceno.

#### **3.1.1 Devónico**

Las unidades más antiguas que afloran en la Cordillera Frontal corresponden a los Complejos Metamórficos El Cepo (CMEC) y El Tránsito (CMET) los cuales afloran en el sector occidental de la Cordillera Frontal, y a la Formación Las Placetas en la parte oriental (Ver figura 6).

El CMEC está expuesto como pequeños xenolitos aislados de filitas y esquistos de mica dentro de plutones de edad Pensilvánica. La máxima edad depositacional Del protolito de esta unidad es Ordovícica (Ortiz & Merino, 2015)



El CMET está constituido por metabasitas, esquistos de cuarzo-mica, esquistos de albita nodular, esquistos de cuarzo-anfibolita, cuarcitas y mármoles y ha sido interpretado como una asociación petrogenética de un prisma de acreción (Ribba *et al.* 1988) con edad máxima depositacional para su protolito de 370 Ma (Álvarez *et al.*, 2011)

La Formación las Placetas está compuesta por 500m de metagrawacas y metapelitas de bajo grado con paragénesis de cuarzo, muscovita, clorita y biotita, cuyo contenido fósil indica una edad Devónico tardío – Carbonífero temprano (Haplostigma furquei Frenguelli) consistente con la edad máxima de depositación de c.a. 380 Ma y con su relación estratigráfica con la Formación Laguna Chica, la cual cubre en discordancia angular a la Formación Las Placetas, sugiriendo una edad mínima Cisuraliana (Ortiz & Merino, 2015; Salazar & Coloma, 2016)

### 3.1.2 Carbonífero Superior – Pérmico

Las unidades de esta edad afloran en la parte occidental de la Cordillera Frontal y corresponden a rocas plutónicas, volcánicas y metamórficas. Las unidades plutónicas corresponden al Complejo Plutónico Chancoquín, Dioritas de Quebrada Pinte, Tonalitas de Quebrada El Pintado y Quebrada Las Cañas, y las rocas volcánicas corresponden a las formaciones Cerro Bayo y Laguna Chica. Las rocas metamórficas corresponden a los Gneisses de La Pampa (Ver figura 6).

La Formación Cerro Bayo está compuesta por rocas volcanoclásticas riolíticas a dacíticas con edad U-Pb en circones en un rango de 301-325 Ma (Salazar, 2012; Makshev *et al.*, 2014), y es intruida por el penecontemporáneo Complejo Plutónico Chancoquín, compuesto por granodioritas, monzogranitos y tonalitas foliadas con edades U-Pb en circones desde 285 hasta 311 Ma (Pankhurst *et al.*, 1996; Salazar *et al.*, 2013).

El remanente más oriental del plutonismo carbonífero son las Dioritas de Quebrada Pinte que afloran en el bloque oriental de la Falla Pinte con edad U-Pb en circones de 324 y 326 Ma (Ortiz & Merino, 2015; Murillo *et al.*, 2013).

La Formación Laguna Chica es una unidad volcanoclásticas dacítica a riolítica distribuida como afloramientos aislados que sobreyacen en inconformidad a la Formación Las Placetas y es intruida por el Complejo Plutónico Chollay (Triásico). Se han reportado edades U-Pb en circones entre 264 y 276 Ma (Salazar & Coloma, 2016) para esta Formación.

Las unidades tonalíticas del Pérmico Medio muestran una foliación magmática penetrante marcada por la orientación de plagioclasas, anfíboles y cristales de biotita, tienen edades de U-Pb de circón de 255 a 270 Ma (Salazar *et al.*, 2013)

Los Gneiss de La Pampa están expuestos como xenolitos dentro del Complejo Plutónico Chollay y corresponden a gneises de sillimanita y cordierita, donde Álvarez *et al.* (2013) interpretaron un peak de condiciones metamórficas entre 5.1 y 5.6 Kbar y 709-779 ° C a  $268 \pm 2$  Ma.

### 3.1.3 Triásico Inferior – Triásico Medio

Sobre las unidades anteriores se apoyan a través de una discordancia regional las rocas siliciclásticas de la Formación San Félix, en el margen occidental de la Cordillera Frontal y las rocas volcanoclásticas ácidas de la Formación Guanaco Sonso en la parte oriental de la Cordillera Frontal (Ver figura 6), ambas separadas por una extensa franja N-S de rocas penecontemporáneas del Complejo Plutónico Chollay, el cual está flanqueado en su margen suroriental por las contemporáneas Milonitas El Portillo (Salazar *et al.*, 2013; Murillo *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016).

#### *Miembros M1 a M4 de la Formación San Félix*

La Formación San Félix en una sucesión siliciclástica de rumbo NS, que aflora a lo largo del Río Del Carmen, alcanzando hasta 6.000 m de espesor (Reutter, 1974; Ribba, 1985; Salazar, 2012) y está compuesta por 5 miembros, M1 a M5 de base a techo (Ribba, 1985), sin embargo, el miembro M5 tiene diferente relación de

contacto estratigráfico que el resto de la Formación y es cerca de 20 Ma más joven que el miembro subyacente M4 (Salazar *et al.*, 2013), por lo tanto es descrito separadamente en la sección Triásico Superior.

La composición litológica de base a techo corresponde a conglomerados clasto soportados y areniscas gruesas a medias con estratificación cruzada del Miembro M1, alternancia rítmica gris oscura de lutitas y areniscas finas del miembro M2, conglomerados clasto soportados y areniscas gravosas con intercalaciones de fangolitas y tobas del miembro M3 e intercalaciones rítmicas de lutitas de color verde oscuro a gris verdoso y areniscas finas con fósiles, grauvacas con clastos volcánicos y conglomerados matriz soportados del Miembro M4 (Salazar *et al.*, 2013)

La fauna fósil marina del miembro M4 indica una edad Anisiana (Zeil, 1958; Barthel, 1958), la cual es consistente con la edad Noriana asignada para el miembro M5 por Salazar *et al.* (2013). La única restricción para la edad máxima depositacional es la Formación Pensilvánica subyacente Cerro Bayo.

### *Formación Guanaco Sonso*

Consiste en una sucesión de rocas volcanoclásticas que afloran en la parte oriental de la Cordillera Frontal, cubre en discordancia angular a la Formación Las Placetas del Devónico superior y a la Formación Laguna Chica del Guadalupiano, es intruida por granitos penecontemporáneos del Complejo Plutónico Chollay y está cubierta por estratos Paleocenos y Miocenos en el borde internacional Chile- Argentina, donde alcanza cerca de 300 m de espesor y por la Formación La Totorá (Triásico Superior), al sur de la Laguna Chica. Está compuesta por basaltos en la base y dacitas a tobas riolíticas y lavas con areniscas, conglomerados e intercalaciones de fangolita hacia el techo (Salazar & Coloma, 2016).

La Formación Guanaco Sonso fue recientemente asignada a un rango de edad entre 254 y 237 Ma por Ortiz & Merino (2015) y Salazar & Coloma (2016), basada en edades U-Pb en circón (LA-ICP-MS).

### *Complejo Plutónico Chollay*

Es la unidad más ampliamente expuesta en la Cordillera Frontal Chilena. Intruye a meta-sedimentos Devónicos de la Formación Las Placetas y en menor medida a la Formación penecontemporánea Guanaco Sonso. Este complejo plutónico es intruido por plutones Triásico Superior de los Sienogranitos Colorado y granitoides Cenozoicos. Está cubierto en inconformidad por la Formación del Triásico Superior La Totorá y unidades estratificadas más jóvenes (Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016).

Está compuesto por dioritas, tonalitas, granodioritas, monzogranitos y sienogranitos, siendo estos últimos las litologías dominantes (Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016).

Nueve edades de U-Pb en circón obtenidas por varios autores en el área de estudio (Álvarez *et al.*, 2011, Makshev *et al.*, 2014, Salazar & Coloma, 2016) permiten restringir la construcción de este Complejo Plutónico entre 237 y 248 Ma.

### *Milonitas El Portillo*

Fueron descritas por Ribba *et al.* (1988) como una delgada franja de 10 Km de espesor de rocas miloníticas ubicadas al este de la traza de la Falla Pinte. Esta unidad incluye una porción milonitizada de las Dioritas de Quebrada Pinte y las Tonalitas Las Cañas (Salazar *et al.*, 2013), las que son rocas hospedadoras del Complejo Plutónico Chollay y son cubiertas discordantemente por la Formación La Totorá del Triásico Superior.

Litológicamente están constituidas por bandas de metadioritas, metatonalitas y metagranodioritas cortadas por bandas graníticas, todas ellas presentan grados variables de milonitización y dominante foliación vertical de orientación NS con sentido de cizalle sinistral (Murillo *et al.*, 2013).

Edad de deformación de 242-251 Ma, obtenidas por Ar/Ar en muscovitas neoformadas (Murillo *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2013)

### 3.1.4 Triásico Superior

#### *Formación La Totorá*

Definida por Reutter (1974). Es una sucesión volcánica andesítica que alcanza los 700 m de espesor. Sobreyace en discordancia al CMET (Devónico tardío – Mississippiano), a Granitoides Cisularianos, Gneisses y rocas volcánicas del Guadalupiano, al Complejo Plutónico Chollay (Triásico Inferior a Medio) y a las Milonitas El Portillo (Triásico Medio)

Los afloramientos más occidentales están interdigitados lateralmente y sobreyacen al miembro superior de la Formación San Félix (Miembro M5) y subyace discordantemente a rocas Jurásicas marinas y volcánicas (Reutter, 1974; Ribba, 1985; Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016). Esta unidad está compuesta por lavas andesíticas, brechas andesíticas y tobas en cantidades menores.

Edades U-Pb en circones publicadas están en un rango de 210 a 221 Ma (Salazar *et al.*, 2013; Maksaev *et al.*, 2014; Salazar & Coloma, 2016), consistente con las relaciones de contacto descritas anteriormente. Esta Formación es parcialmente contemporánea con los Sienogranitos Colorado (Salazar & Coloma, 2016) y con dacitas y riolitas de la Formación Pastos Blancos (232 y 221 Ma; Ortiz & Merino, 2015).

#### *Miembro M5 de la Formación San Félix*

Es el miembro superior de la Formación San Félix, sobreyace discordantemente al miembro M4 y al CMET, hacia el oeste y al este de la Falla Las Pircas respectivamente (Ver figura 6) y está interdigitado lateralmente hacia el noreste con la sección inferior de la Formación La Totorá.

Está compuesto principalmente por conglomerados clasto-soportado y areniscas con algunas intercalaciones de tobas y andesitas, y han sido interpretadas como un ambiente fluvial (Bell & Suárez, 1994; Salazar *et al.*, 2013). Dos edades de

cristalización U-Pb en circones y una edad de circón detrítico indican una edad Noriana para esta unidad lo cual es consistente con la edad determinada por la paleoflora (Mohr & Schoener, 1985; Salazar *et al.* 2013).

### 3.1.5 Jurásico Inferior – Jurásico Medio

Las unidades de esta edad están conformadas por rocas carbonatadas marinas distribuidas en la Cordillera Frontal como franjas de orientación NNE a NS (Ver figura 6) correspondientes a la Formación Lautaro (Segerstrom, 1959), la cual posee 2 miembros; Miembro Manflas (inferior) y Miembro Quebrada de la Iglesia (superior) definidos por Jensen (1976)

El Miembro Manflas se apoya en leve discordancia angular sobre sucesiones volcánicas del Triásico Superior (Fm. La Totorá) y está en contacto gradacional bajo el Miembro Quebrada de la Iglesia, subyace en discordancia a los Estratos de Cerro El Gaucho (Eoceno), está en contacto por falla con el Complejo Plutónico Chancoquín (Falla Las Pircas) y es intruido por cuerpos plutónicos e hipabisales Cretácicos y Eocenos. El Miembro Quebrada de la Iglesia es cubierto en discordancia angular por la Formación Algarrobal y es intruido por cuerpos hipabisales Eocenos (Salazar *et al.*, 2013). En el sector oriental de la Cordillera Frontal la Formación Lautaro se encuentra apoyada en paraconformidad sobre la Formación La Totorá y es cubierta de igual manera por la Formación Lagunillas y en discordancia angular por Depósitos aluviales del Mioceno Medio- Plioceno (Salazar & Coloma, 2016)

Litológicamente el Miembro Manflas está compuesta por una sucesión carbonatada de color amarillo a pardo, que corresponde a intercalaciones rítmicas de *grainstones* con lutitas calcáreas, niveles de *grainstones* y *floatstones* bioclásticos con fragmentos de ostras en la base y el techo. El Miembro Quebrada de la Iglesia está conformado por una sucesión clástica carbonatada de color rojo, compuesta por

litarenitas calcáreas y margas rojas con fósiles de invertebrados marinos e intercalaciones de *floatstones* bioclásticos (Salazar & Coloma, 2016).

El contenido fósil indica un rango de edad Sinemuriano superior- Bajociano para la Formación Lautaro (Von Hillebrandt, 1971; Von Hillebrandt. 1973; Jensen, 1976; Salazar *et al.*, 2013)

### 3.1.6 Jurásico Superior

El Jurásico Superior se encuentra representado por rocas volcánicas y sedimentarias clásticas continentales de la Formación Lagunillas y potentes series volcánicas de la Formación Algarrobal en la Cordillera Frontal y por rocas volcánicas y rocas sedimentarias carbonatadas de la Formación Punta del Cobre en la parte oriental de la Cordillera de la Costa (Ver figura 6).

#### *Formación Lagunillas*

La Formación Lagunillas (Jensen, 1976), en el sector oriental de la Cordillera Frontal, está conformada por dos miembros; el Miembro Cocámbico (inferior), compuesto por conglomerados rojos y areniscas y el Miembro Peñasco Largo (superior) que consiste principalmente en conglomerados con algunas intercalaciones de coladas basálticas y tobas (Salazar & Coloma, 2016). El Miembro Cocámbico cubre en inconformidad al Complejo Plutónico Chollay, en discordancia angular a las Formaciones La Totorá y Laguna Chica (Salazar & Coloma, 2016) y en paraconformidad a la Formación Lautaro (Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016), es cubierto a través de un contacto gradacional por el Miembro Peñasco Largo (Salazar & Coloma, 2016) el que a su vez está cubierto en paraconformidad por el Miembro La Escondida de la Formación Manflas, en discordancia angular por las Formaciones Quebrada Seca y Doña Ana, por Depósitos aluviales del Mioceno Inferior y por los Estratos de Cerro El Gaucho (Salazar & Coloma, 2016) y hacia el oeste subyace en disconformidad a las sedimentitas de las formaciones Pucalume

y Viñita (Salazar *et al.*, 2013). La Formación Lagunillas es intruida por Intrusivos riódacíticos hipabisales del Eoceno (Salazar & Coloma, 2016) y por la Diorita Cuarcifera de Cordón El Corral (Salazar *et al.*, 2013)

La edad más joven, se acota a la de una toba localizada cerca del techo de la formación de 147,5 Ma (n=10) obtenida por Merino (2013) para el Miembro Peñasco Largo y los circones detríticos sugieren una edad máxima de depositación de 157,5 Ma para el Miembro Cocámbico (Salazar & Coloma, 2016), indicando un posible periodo de acumulación, al menos en parte entre el Kimmeridgiano? Y el Titoniano (Salazar & Coloma, 2016)

#### *Fm. Algarrobal*

La Formación Algarrobal es una secuencia volcano-sedimentaria rojiza a violácea que aflora en dos franjas paralelas de orientación N-S a NNE, la franja occidental es discontinua y se apoya en discordancia angular sobre volcanitas de la Formación La Totorá (Triásico Superior), subyace en discordancia angular a la Formación Viñita (Salazar *et al.*, 2017). Es intruida por el Complejo Plutónico Corral de Pica y el Complejo Plutónico Pie de Gallo y se encuentra en contacto por falla con la Formación San Félix. La franja oriental se apoya en disconformidad sobre la Formación Lautaro, se encuentra en contacto por falla con los Esquistos de Quebrada Seca y el Complejo Plutónico Chancoquín y es intruida por cuerpos hipabisales eocenos (Salazar *et al.*, 2013).

Litológicamente está constituida por potentes tobas de lapilli de composición intermedia a ácida con intercalaciones de lavas andesíticas porfídicas, arcosas rojas y brechas matriz soportadas (Salazar *et al.*, 2013).

Edad U-Pb en circón de ~141,3 Ma (Salazar *et al.*, 2013) y edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbol de ~163,9 Ma (Rossel *et al.*, 2013) permiten asignar a la Formación Algarrobal a un rango de edad entre el Valanginiense y el Oxfordiense (Salazar *et al.*, 2013)



### *Fm. Punta del Cobre*

Secuencia volcánica y sedimentaria distribuida en franjas de orientación NNE-SSW, subyace en concordancia a la Formación Nantoco del Hauteriviano superior y su relación de base no está expuesta. De base a techo está compuesta por una sección volcánica andesítica y volcanoclástica con calizas subordinadas, una secuencia volcánica ácida y clástica con tobas y brechas, y una superior volcánica con calizas intercaladas. (Arévalo *et al.*, 2009)

El contenido fósil asigna a esta Formación un rango de edad Jurásico superior-Hauteriviano (Moscoso *et al.*, 1982; Arévalo *et al.*, 2009), respaldada por una edad U-Pb en circón de 129,8 Ma (Fox, 2000; Gradstein *et al.*, 2004)

### 3.1.7 Valanginiano – Aptiano

Las rocas de esta edad afloran en el sector oriental de la Cordillera de la Costa, al oeste de la Falla Agua de los Burros, corresponden al denominado Grupo Chañarcillo (Seagerstrom y Parker, 1959) el cual, a la latitud de Vallenar está constituido por una sucesión de calcarenitas, calcilutitas amarillas, frecuentes intercalaciones de brechas volcánicas, calizas macizas bioclásticas y calcilutitas ricas en evaporitas de color marrón oscuro pertenecientes a la Formación Nantoco, la cual subyace en paraconcordancia a calcilutitas y volcarenitas con cemento calcáreo de la Formación Totoralillo que está cubierta por calizas silíceas y chert de la Formación Pabellón la que a su vez subyace discordantemente a conglomerados y andesitas de la Fm. Cerrillo. (Arévalo *et al.*, 2009)

El contenido de amonites de la Formación Nantoco, pertenecientes a los géneros Sabaudiella y Paraspiticeras (Mourgues, 2007a, b; Aguirre-Urreta *et al.*, 2007) asigna una edad máxima Hauteriviana superior al Grupo Chañarcillo y los amonites

del género *Neodeshayesites* de la parte superior de la Formación Pabellón (Mourgues, 2007a) asignan una edad mínima Albiano inferior a este Grupo.

### 3.1.8 Albiano – Maastrichtiano

Las unidades estratigráficas de esta edad contienen evidencias fundamentales para analizar la cronología de la deformación cretácica, debido a esto se describen a continuación en rangos de edades más acotados que los anteriores. Las relaciones de contacto y la distribución espacial, longitudinal a la latitud de Vallenar se muestran en la figura 5.

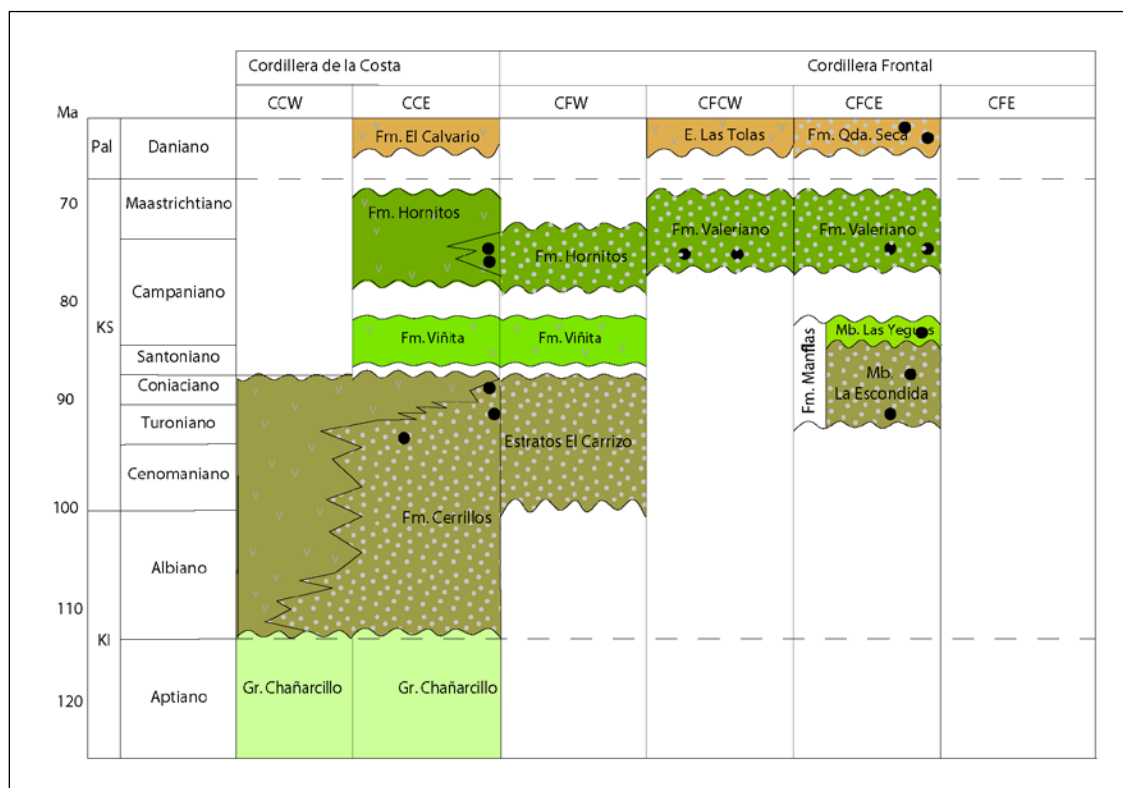


Figura 5. Tabla cronoestratigráfica de las unidades sedimentarias del Cretácico (Modificado de Salazar et al., 2017). Los puntos negros representan muestras de circones detríticos de Salazar et al. (2015)

#### 3.1.8.1 Albiano – Turoniano

Las rocas de esta edad afloran en la Cordillera de la Costa, cubriendo en discordancia angular al Grupo Chañarcillo y pertenecen al Miembro inferior Checo de Cobre de la Formación Cerrillos (Ver figuras 5 y 6). Este miembro está compuesto por conglomerados, areniscas y algunos niveles de calizas en la sección superior (Salazar *et al.*, 2015; Arévalo *et al.*, 2009). Dataciones U-Pb en circones detríticos asignan una edad máxima depositacional de 94,5 Ma (Creixell *et al.*, 2013).

#### 3.1.8.2 Turoniano – Santoniano

Los afloramientos de esta edad se distribuyen en la parte oriental de la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Frontal y corresponden de oeste a este al Miembro superior volcánico de la Formación Cerrillos, Estratos El Carrizo y Miembro Inferior La Escondida de la Formación Manflas.

##### *Miembro superior de la Formación Cerrillos.*

El Miembro superior de la Formación Cerrillos aflora en el sector oriental de la Cordillera de la Costa (Ver figuras 5 y 6), consiste en una serie volcánica de color gris violáceo a verdosa, en la base está interdigitada lateralmente con la sección superior del Miembro Checo de Cobre y está cubierta discordantemente por rocas de la Formación Viñita. Litológicamente está compuesta por lavas andesíticas a andesíticas basálticas, con intercalaciones de brechas y tobas en menores cantidades. La edad registrada va entre 94 y 86 Ma (Creixell *et al.*, 2013) atribuyendo un rango Cenomaniano superior- Santoniano para este Miembro.

##### *Estratos El Carrizo*

Las rocas de los Estratos El Carrizo afloran en el sector occidental de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6). Las rocas asignadas a la Formación Pucalume por

Salazar *et al.*, (2013), Creixell *et al.*, (2013) y Ortiz *et al.*, (2015), fueron redefinidas como Estratos el Carrizo, dado que su posición estratigráfica y edad no es consistente con la localidad tipo de la Formación Pucalume.

Los Estratos El Carrizo se apoyan en discordancia sobre la Formación Algarrobal (Jurásico tardío), están cubiertas por andesitas del Campaniano inferior pertenecientes a la Formación Viñita (Salazar *et al.*, 2017) y están intruida por los Complejos Plutónicos Pie de Gallo, Corral de Pirca y Tres Morros y por Intrusivos Hipabisales Riolíticos y Dacíticos. Litológicamente corresponde a una sucesión siliciclástica, principalmente de color rojo, compuesta de arcosas líticas a litarenitas con marcas de carga, ondulitas de oleaje y laminación plana, que gradan lateralmente a areniscas finas, margas rojas, limolitas, litarenitas y lutitas (Salazar *et al.*, 2013)

Creixell *et al.*, (2013) registraron una edad U-Pb en circones detríticos de 91 Ma interpretada como máxima edad depositacional.

### *Miembro La Escondida*

El Miembro La Escondida aflora en el sector oriental de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6). Las rocas de este miembro se apoyan en paraconformidad sobre la Formación Lagunillas y subyacen al Miembro Las Yeguas a través de un contacto gradacional en el sector occidental del área Cantaritos y un contacto nítido y plano en el sector oriental.

Litológicamente, el Miembro La Escondida está compuesto por fangolitas y litoarenitas finas rojas, estratos con concreciones y nódulos carbonáticos y bioturbación. Entre estas areniscas afloran prominentes lentes de areniscas gruesas a conglomerados finos, con estratificación cruzada en artesa, estratificación cruzada planar y ondulitas de corriente. (Salazar & Coloma, 2016)

Merino (2013) obtuvo una edad U-Pb en circones detríticos de areniscas, cuya población más joven es de  $91,1 \pm 1,1$  Ma (recalculado con  $n=6$ ). Salazar y Coloma (2016) realizaron una datación U-Pb en circones detríticos de una arenisca,

recolectada cerca de la base de la formación que incluye como población más joven a un grupo de circones ( $n=4$ ) de  $94,0\pm2,4$  Ma, de estos análisis interpretaron una edad máxima de depositación de ca. 91 Ma para el Miembro La Escondida.

### 3.1.8.3 Campaniano

En la Cordillera de la Costa y en el sector occidental de la Cordillera Frontal las rocas del Campaniano pertenecen a la Formación Viñita, y a los Granitoides de Cerro El Pingo y en el sector oriental de la Cordillera Frontal corresponden al Miembro Las Yeguas de la Formación Manflas. Cubren en discordancia a las unidades de edad Turoniano-Santoniano (Fm. Cerrillo, Estratos El Carrizo y Miembro La Escondida) y subyacen de la misma forma a rocas de edad Campaniano- Maastrichtiano (Fm. Hornitos, Fm. Pucalume y Fm. Valeriano).

#### *Formación Viñita*

En el sector oriental de la Cordillera de la Costa cubre en discordancia a la Formación Cerrillo y subyace de la misma manera a la Formación Hornitos (Ver figuras 5 y 6). En el sector occidental de la Cordillera Frontal cubre en discordancia a Los Estratos El Carrizo (Salazar *et al.*, 2017). Está compuesta por lavas andesíticas negras intercaladas con niveles de tobas de ceniza, además de tobas de lapilli líticas y cristalinas de composición andesítica a riolítica (Salazar *et al.*, 2013). Creixell *et al.*, (2013) registraron edades U-Pb en circón entre 83 y 80 Ma para esta Formación

#### *Miembro Las Yeguas*

Las rocas del Miembro Las Yeguas se distribuyen en el sector oriental de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6), cubren al Miembro La Escondida a través de un contacto gradacional en el sector occidental del área Cantaritos y un contacto

nítido y plano en el sector oriental, a su vez, subyace en discordancia angular a los Estratos de cerro El Gaucho. Consiste en una sucesión predominantemente lávica, con algunas intercalaciones de rocas siliciclásticas, las lavas consisten en basaltos de olivino y clinopiroxeno, con estratos subordinados de andesitas a andesitas basálticas de piroxeno con intercalaciones locales de areniscas rojas (Salazar & Coloma, 2016).

Merino (2013) obtuvo una edad U-Pb en circones detríticos cuya población más joven arrojó una edad de  $85,5 \pm 0,5$  Ma ( $n=4$ ), mientras que circones más antiguos indican edades de 95 ( $n=6$ ), 130 ( $n=20$ ) y 430 Ma ( $n=3$ ). Salazar & Coloma (2016) obtuvieron una edad Ar/Ar en masa fundamental de  $79,6 \pm 0,4$  Ma, cerca de la base del miembro por lo que interpretaron la edad de la población más joven de ca. 86 Ma como máxima de depositación, consistente con la edad Ar/Ar.

#### 3.1.8.4 Campaniano – Maastrichtiano

Las unidades de esta edad incluyen rocas sedimentarias clásticas de ambiente lacustre, aluvial y fluvial de las Formaciones Pucalume y Valeriano, además de rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Hornitos e intrusivos del Complejo Plutónico Los Morteros.

##### *Formación Hornitos*

Las rocas de la Formación Hornitos afloran en el sector oriental de la Cordillera de la Costa (Ver figuras 5 y 6), cubriendo a las rocas de la Formación Viñita y son cubiertas de la misma forma por rocas del Paleógeno (Salazar *et al.*, 2017). Litológicamente está conformada por tobas cristalinas de color gris blanquecino, tobas líticas y tobas soldadas riolíticas a dacítico-andesíticas, intercaladas con lavas andesíticas a dacíticas. Al noreste del embalse Santa Juana, incluye conglomerados clasto-soportados subangulosos. (Salazar *et al.*, 2013). En el área

de estudio y áreas colindantes se han reportado edades U-Pb de entre 67 y 78 Ma (Salazar, 2012; Peña *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2013)

### *Formación Valeriano*

Las rocas de esta formación afloran el sector central de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6). En el bloque yacente de la Falla Valeriano, forman un sinclinal asimétrico, esta falla pone en contacto a las rocas de esta formación con una serie de granitoides del Pérmico y del Triásico (Salazar & Coloma, 2016). Esta sucesión se apoya concordantemente sobre la Formación Manflas, está cubierta en discordancia angular por la Formación Quebrada Seca del Paleoceno (Salazar & Coloma, 2016), y por depósitos aluviales del Mioceno Inferior y está intruida por Intrusivos hipabisales riolíticos y dacíticos del Eoceno. (Salazar & Coloma, 2016). Está compuesta por una sucesión siliciclástica de conglomerados clasto-soportados con una capa intercalada de toba de ceniza riodacítica. La sección superior consiste en areniscas rojas gruesas y gravosas con intercalaciones de lentes de conglomerados finos con estructuras de acreción. (Salazar & Coloma, 2016)

Salazar & Coloma (2016) obtuvieron una edad U-Pb en circón de 75,2 Ma y una edad en circones detríticos de 67,5 Ma que interpretaron como máxima de depositación, esto les permitió asignar un rango del Campaniano al Maastrichtiano a esta formación

### 3.1.9 Paleoceno

#### *Formación Quebrada Seca*

La Formación Quebrada Seca se distribuye en el sector oriental de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6), cubre en discordancia a las rocas triásicas de la Formación Guanaco Sonso y a rocas cretácicas de la Formación Valeriano en el margen oriental de la Cordillera Frontal y está cubierta en discordancia angular por

depósitos neógenos. Litológicamente está constituida por conglomerados, areniscas, tobas y domos. Salazar & Coloma (2016) asignan una edad Daniano - Selandiano a esta Formación.

#### 3.1.10 Eoceno

Se distribuyen en la Cordillera Frontal, en el extremo norte del área de estudio, en forma de tres franjas de orientación NNE-SSW

##### *Estratos de cerro El Gaucho*

Los Estratos de cerro El Gaucho afloran en el sector oriental de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6). Se apoyan en discordancia angular sobre las Formaciones Manflas y Lagunillas y son intruídos por plutones Eocenos. Se componen por una serie de lavas, brechas volcánicas, tobas, conglomerados y areniscas rojas. Edades registradas por diferentes autores asignan una edad Ypresiano - Lutetiano a esta Formación (Mpodozis y Gardeweg, 2008; Moscoso *et al.*, 2010; Peña *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016)

##### *Estratos de Quebrada Los Altares*

Las rocas pertenecientes a los Estratos de Quebrada Los Altares afloran en el sector oriental de la Cordillera Frontal (Ver figuras 5 y 6), yacen en discordancia angular sobre la Formación Manflas y Los Estratos de cerro El Gaucho. Corresponden a un conjunto de rocas principalmente piroclásticas riódacíticas. Salazar & Coloma (2016) registraron una edad U-Pb en circón de 44 Ma que asigna a los Estratos Qda. Los Altares en el Luteniano



### *Estratos del estero Tronquitos*

Los Estratos del estero Tronquitos se distribuyen en la Cordillera Frontal, en el sector NE de la zona de estudio (Ver figuras 5 y 6). Salazar & Coloma (2016) definen bajo este nombre a una sucesión de rocas sedimentarias clásticas con intercalaciones volcanoclásticas que se apoyan en paraconcordancia sobre la Formación Quebrada Seca, está cubierta en discordancia por depósitos Miocenos y es intruida por intrusivos del Eoceno- Oligoceno. Dataciones U-Pb en circón asignan una edad Lutetiano-Priaboniano.

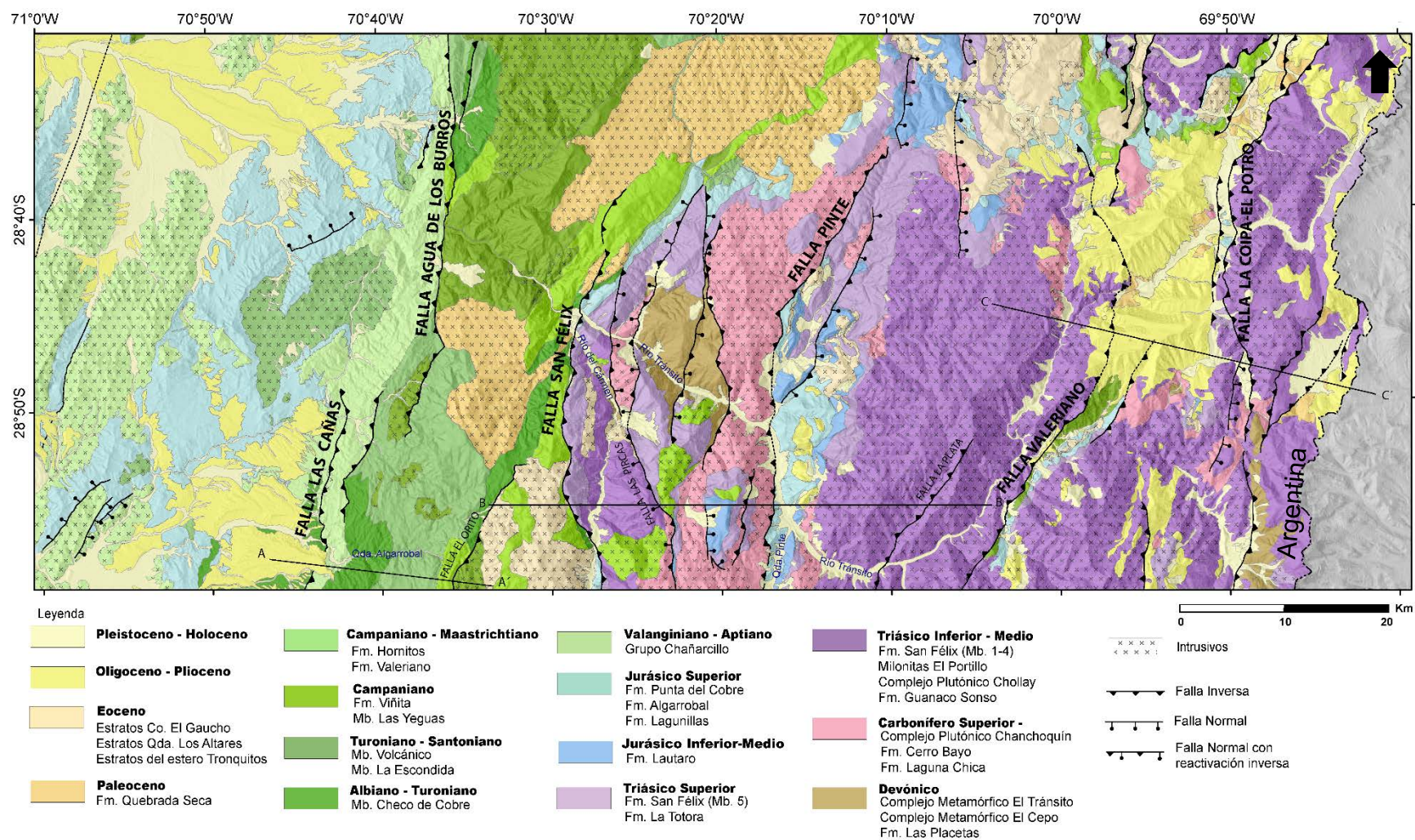


Figura 6. Mapa compilado entre los 28°30' - 29° latitud Sur y entre los 69°40' - 70° longitud Oeste. (Modificado de Arévalo et al., 2009; Salazar et al., 2013 y Salazar & Coloma, 2016)

### 3.2 Geología Estructural

A la latitud de Vallenar se reconocen dos dominios morfoestructurales, separados por la Falla San Félix (Ver figuras 6 y 7); La Cordillera de la Costa en el sector occidental y la Cordillera Frontal en el sector oriental (Moscoso & Mpodozis., 1988), ambos dominios presentan estilos estructurales diferentes, la Cordillera de la Costa está caracterizada por deformación *thin skinned* de la cobertura volcano – sedimentaria mesozoica y la Cordillera Frontal, dominada por deformación *thick skinned* en el basamento (Moscoso & Mpodozis., 1988).

Dentro de cada dominio morfoestructural, se describe la deformación por subdominios, destacando el estilo y la cronología de cada bloque en base a los trabajos compilados. En la figura 7 se muestran las principales evidencias que son mencionadas en este capítulo como indicadores cronológicos de la deformación de cada bloque.

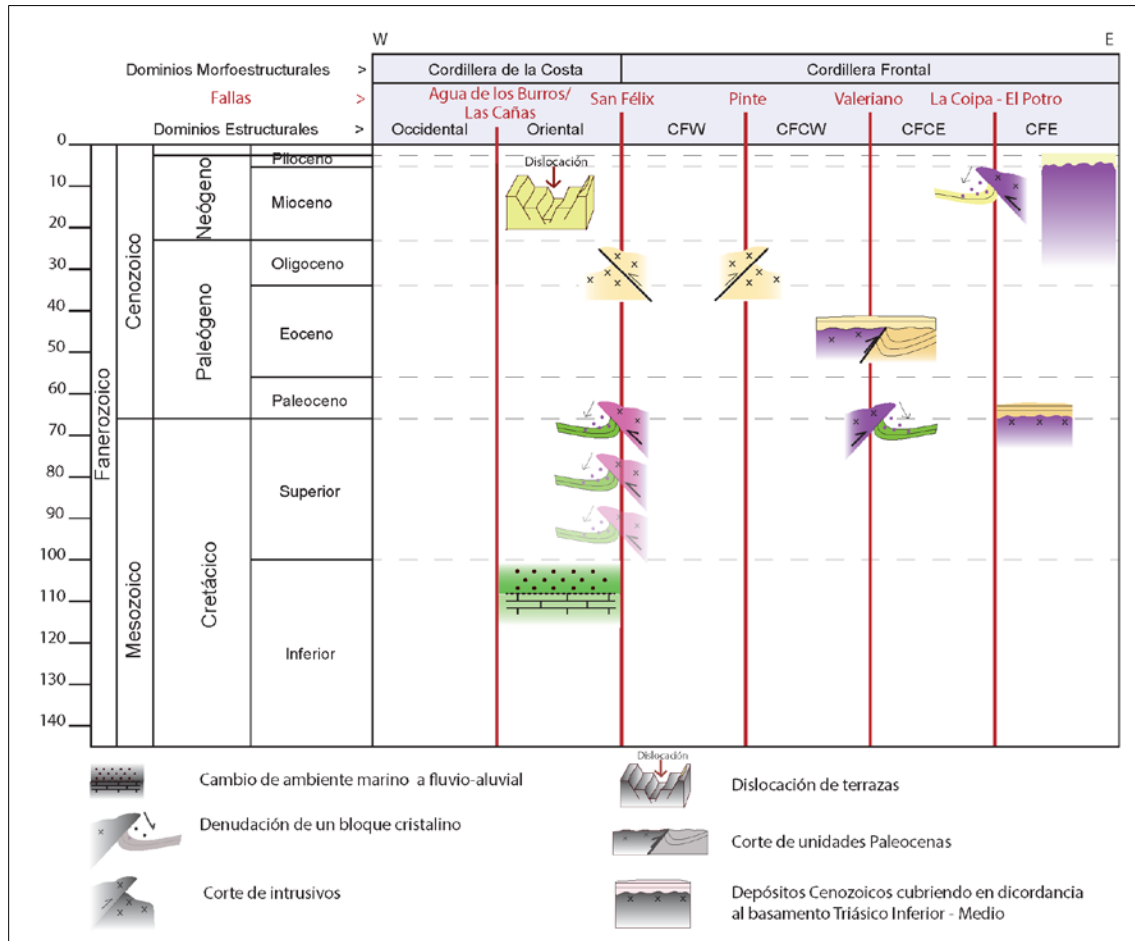


Figura 7. Cuadro resumen de la cronología de la deformación compresiva. Los colores representan la edad de las unidades involucradas (Ver leyenda en el mapa de la figura 6).

### 3.2.1 Dominio Cordillera de la Costa (CCW y CCE)

En la Cordillera de la Costa es posible diferenciar dos subdominios, separados por la Falla Agua de los Burros, al oeste de esta falla el subdominio Cordillera de la Costa Occidental (CCW) y al este el subdominio Cordillera de la Costa Oriental (CCE).

### *Subdominio Cordillera de la Costa Occidental (CCW)*

En el subdominio CCW se exponen rocas volcánicas y marinas del Jurásico superior-Cretácico inferior (Formación Punta del Cobre y Grupo Chañarcillo), dispuestas de manera subhorizontal, con manteo hacia el este, pero que se verticalizan hacia el oriente en las proximidades de la falla Agua de los Burros. Este subdominio está afectado por el sistema de fallas de Atacama, algunas de cuyas trazas alcanzan a aflorar en el borde occidental del área de estudio, además de fallas normales locales de escaso desplazamientos. A esta latitud el sistema de fallas de atacama está íntimamente relacionado con el emplazamiento de intrusivos que permite acotar su actividad entre los 127-122 Ma (Arévalo *et al.*, 2009)

### *Subdominio Cordillera de la Costa Oriental (CCE)*

El subdominio CCE se caracteriza por exponer esencialmente rocas volcánicas y plutónicas del Albiano al Maastrichtiano (Formaciones Cerrillo, Viñita y Hornitos) cuya deformación como estructura de primer orden es un sinclinal de flexura monoclinal de vergencia oeste de gran escala que afecta a las rocas volcánicas, las que disminuyen gradualmente su manteo desde 80° W al oeste de la Falla San Félix a manteos suaves hacia el occidente (Arévalo *et al.*, 2009; Salazar *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2017).

La discordancia en la base de la Formación Cerrillos que evidencian el cambio de un ambiente de plataforma carbonatada a rocas siliciclásticas de ambiente fluvio-aluvial en el subdominio CCE (Ver figura 7) indica que el primer alzamiento en el área ocurrió en el Albiano (cerca de 110 Ma; Creixell *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2015). Lo anterior es consistente con una discordancia en la base de los Estratos de El Carrizo (80-90 Ma) por medio de la cual se apoyan sobre volcanitas del Jurásico Superior en el margen oriental de este subdominio (Ortiz & Merino, 2015), lo que indica una depositación en onlap hacia el este sobre un alto topográfico constituido por la Formación Algarrobal exhumada. Luego, una discordancia entre las formaciones Viñita y Cerrillos documentada por Creixell *et al.* (2013), justo al sur

de la zona de estudios, evidencia un segundo pulso de actividad de este dominio previo a los c.a. 80 Ma. Posterior a esto, milonitas sincrónicas al emplazamiento del Complejo Plutónico Corral de Pircas (Salazar *et al.*, 2013) indican un evento de deformación durante su emplazamiento (66 – 61 Ma) y finalmente Rodríguez *et al.*, (2014) a partir de un análisis geomorfológico entre los 28-33°S, describe una dislocación de tarrazas desarrolladas en este subdominio durante el Oligoceno-Mioceno inferior (Ver figura 7).

### 3.2.2 Dominio Cordillera Frontal (CFW, CFCW, CFCE y CFE)

La Cordillera Frontal, a la latitud de estudio, comprende tres bloques de basamento cristalino, elongados en dirección N-S a NNE-SSW, separados por franjas de rocas mesozoicas estratificadas. Cada uno de ellos corresponde a núcleos de anticlinales de bloque colgante de fallas inversas, de vergencia este y carácter regional, que en sus limbos dorsales se preservan las rocas de las unidades mesozoicas que se apoyan en discordancia erosiva sobre el basamento cristalino (Salazar *et al.*, 2013). La distribución de estos bloques permite identificar cuatro subdominios; CF Occidental, CF Centro-Occidental, CF Centro-Oriental y CF Oriental de oeste a este, los que están separados por las fallas Pinte, Valeriano y La Coipa--El Potro, respectivamente. Tanto en los bloques de basamento como en las franjas de unidades mesozoicas que se alternan entre ellos, se observan fallas secundarias con orientaciones N-S a NNE-SSW. Dentro de estas fallas se pueden reconocer fallas normales, fallas inversas y fallas normales con reactivación inversa

#### *Subdominio Cordillera Frontal Occidental (CFW)*

Constituye un *pop-up* (Salazar *et al.*, 2017) limitado por la Falla San Félix, inversa de vergencia oeste en su margen occidental y por la Falla Pinte, inversa de vergencia este en su margen oriental. En el sector central del dominio se encuentra la Falla Las Pircas, falla normal que acomodó los miembros M1 a M4 de la



Formación San Félix (Triásico inferior a Medio), es sellada por el Miembro M5 (Triásico Superior) y que es invertida posteriormente durante el ciclo andino. Este dominio está conformado por un bloque ígneo del Pennsylvaniano-Pérmico Inferior (Complejo Plutónico Chancoquín), volcanitas contemporáneas de la Formación Cerro Bayo y por el Complejo Metamórfico El Tránsito (Devónico) que se encuentran cubiertos, al oeste de la Falla Las Pircas, por las sedimentitas de la Formación San Félix y, al este de la falla, solo por el Miembro M5 de la Formación San Félix y por volcanitas de la Formación La Totorá. En el margen oriental la Falla Pinte, cabalga el bloque occidental por sobre la cobertura mesozoica que se apoya en discordancia erosiva sobre el bloque central de basamento (Salazar *et al.*, 2013) que constituye el subdominio CFCW.

La cronología de deformación del subdominio CFW está registrada en los Estratos El Carrizo y el Miembro La Escondida (ubicado al este del subdominio CFW), que muestran patrones de circones detríticos (Ver figura 7) que confirman la denudación del bloque ígneo del Pennsylvaniano-Pérmico Inferior al menos desde el Turoniano (Salazar *et al.*, 2017).

Por otro lado, hacia el sur del área de estudio, circones detríticos de la Formación Pucalluma, sugieren una denudación continua de este bloque durante el Maastrichtiano (Murillo *et al.*, 2016) (Ver figura 7).

Finalmente, las fallas San Félix y Pinte, que limitan a este subdominio como un *pop-up*, cortan intrusivos Eocenos de 50 y 40 Ma, evidenciando una actividad Eocena a post Eocena.

#### *Subdominio Cordillera Frontal Centro-Occidental (CFCW)*

Corresponde a un bloque de basamento conformado por intrusivos en su mayor parte por granitos del Triásico medio (Complejo Plutónico Chollay) que intruyen a dioritas Pensylvanianas (Dioritas de Quebrada Pinte) y tonalitas y gneises del Lopingiano (Tonalitas de Quebrada El Pintado y Quebrada Las Cañas y Gneisses de la Pampa). Este bloque es alzado por la Falla Valeriano, inversa de alto manto

hacia el oeste, sobre rocas siliciclásticas del Campaniano-Maastrichtiano (Miembro Las Yeguas y Formación Valeriano) y del Jurásico Superior, las que afloran deformadas en sinclinales rectos e inclinados en el bloque yacente (Salazar & Coloma, 2016) y conforman el sector occidental del subdominio CFCE.

Las paleocorrientes de la Formación Valeriano muestran un transporte hacia el noreste respaldado por su contenido de circones detríticos del Cretácico Inferior provenientes de la actual Cordillera de la Costa. La población de circones también muestra una importante fuente de edad Triásico medio, que habrían sido aportados por el bloque colgante de la Falla Valeriano (Ver figura 7), lo que sugiere una actividad de dicha Falla durante el Maastrichtiano (Salazar *et al.*, 2017).

La Falla Valeriano corta unidades Paleocenas (Fm. Quebrada Seca), y es sellada por gravas del Mioceno (Ver figura 7), indicando una actividad durante el Eoceno (Salazar *et al.*, 2016; Rossel *et al.*, 2016). Esto es consistente con el hecho de que el bloque cristalino Triásico que exhuma esta falla se encuentra cubierto en discordancia por volcanitas Eocenas (Ver figura 7) de los Estratos del Gaucho (Salazar *et al.*, 2016; Rossel *et al.*, 2016).

#### *Subdominio Cordillera Frontal Centro-Oriental (CFCE)*

(Salazar & Coloma, 2016)

El subdominio CFCE se encuentra limitado por la Falla Valeriano y la Falla La Coipa – El Potro, por el oeste y este respectivamente. Comprende dos bloques de basamento alzados por fallas inversas de vergencia oriental y occidental, uno al norte y otro al sur, separados por una depresión que se caracteriza por estar cubierta por extensos depósitos aluviales del Mioceno Inferior, dispuestos de manera horizontal sobre rocas estratificadas del Mesozoico y el Paleógeno, lo que indica ausencia de deformación desde el Mioceno Inferior en el sector central de este subdominio.

El bloque norte está conformado por intrusivos triásicos del Complejo Plutónico Chollay y se alza como un pop-up, flanqueado al este por la Falla Tronquitos, y al



oeste por la Falla Iglesia Colorada, ambas fallas disminuyen su desplazamiento hacia el sur, hasta desaparecer donde dejan de aflorar las rocas del basamento, y conforman, una estructura de primer orden de hemidomo que pliega a las unidades estratificadas que lo cubren. La unidad estratificada más joven que forma parte de la estructura dómica corresponde a los Estratos del estero Tronquitos (ca. 37 Ma), mientras que los depósitos más antiguos no afectados por esa deformación corresponden a las tobas del Miembro Tilito (21 Ma), lo que indica que la última actividad de las fallas Tronquitos e Iglesia Colorada tiene un rango de edad entre el Eoceno Superior al Oligoceno. Por otra parte, en el sector suroccidental de este sector, la estructura de hemidomo de basamento es cortado por el Sinclinal de la Cruzada, el que está formado por fallas inversas activas en el Lutetiano, lo que indica que el hemidomo ya estaba configurado a esta edad y siguió activo al menos hasta el Eoceno Superior

El bloque sur se encuentra limitado por dos fallas inversas que mantean hacia el este y se compone de rocas intrusivas y volcánicas permo-triásicas. Internamente este bloque se encuentra afectado por fallas normales e inversas de segundo orden. Las relaciones estratigráficas indican una edad Mioceno Inferior para las fallas normales y posteriores al Mioceno Inferior para la actividad de las Fallas inversas.

#### *Subdominio Cordillera Frontal Oriental (CFE)*

Se sitúa al este de la Falla La Coipa–El Potro, la cual consiste en una falla inversa de vergencia oeste, rumbo N-S y carácter regional. A lo largo de su traza presenta fallas secundarias que definen delgadas franjas tectónicas que exponen principalmente rocas estratificadas Mesozoicas. El bloque colgante de esta falla está constituido por rocas intrusivas y volcánicas del Lopingiano - Triásico Medio (Complejo Plutónico Chollay, Formaciones Cerro Bayo, Laguna Chica y Guanaco Sonso) cubiertas en discordancia por depósitos siliciclásticos de la Formación

Quebrada Seca (Daniano - Selandiano) y por depósitos volcánicos del Mioceno (Salazar & Coloma, 2016).

La relación de contacto de la Formación Quebrada Seca directamente sobre el basamento Triásico (Ver figura 7), sugiere que el bloque del subdominio CFE se podría haber exhumado cerca del límite KT (Salazar *et al.*, 2017). Por otra parte, volcanitas Miocenas depositadas sobre el basamento Triásico, indican que el bloque ya estaba alzado en el Mioceno y sugieren una posible actividad Eocena. Finalmente la Falla La Coipa-El Potro corta a las gravas del Mioceno Inferior y además deforma en una flexura anticlinal a los Depósitos aluviales del Pleistoceno, lo que indica actividad desde el Mioceno Superior al Reciente (Salazar & Coloma, 2016).

## Capítulo 4

### RESULTADOS

#### 4.1 Análisis Estructural Del Limbo Sur Del Oroclino De Vallenar

##### 4.1.1 Sección estructural Integrada

Esta sección presenta variaciones longitudinales en el estilo estructural, es por ello que se describe por dominios morfoestructurales; Cordillera de la Costa (CC) y Cordillera Frontal (CF), dentro de este último se diferencian bloques que comparten características similares; de oeste a este corresponden al Bloque Pinte (BP), Bloque La Plata (BLP), Bloque Valeriano (BV) y Bloque La Coipa – El Potro.

##### 4.1.1.1 Cordillera de la Costa

El dominio morfoestructural de la Cordillera de la Costa, en esta sección está constituido por secuencias estratigráficas del Triásico, Jurásico Superior y en mayor cantidad por secuencias del Cretácico que presentan repeticiones provocadas por fallas inversas de vergencia oeste, los intrusivos que afloran en este sector son de edad Campaniano-Maastrichtiano y Eoceno.

El estilo estructural de la CC está caracterizado por dos geometrías principales; (1) *Un homoclinal* de rumbo NNE y manteo ~30°SE limitado en el sector oeste por la

falla inversa de manteo 45°E denominada Falla Las Cañas, y por la falla El Orito en el este, la cual corresponde a una falla inversa de rumbo N30E y manteo 40°SE y en el bloque colgante de esta última falla se identifica (2) Un *sinclinal* de rumbo N-S limitado en el oriente por la Falla San Félix, falla inversa, de rumbo general N-S y manteo subvertical hacia el oeste.

El homoclinal está conformado de oeste a este por 2000m de rocas marinas del Grupo Chañarcillo (Valanginiano – Aptiano) con manteo de 25°E, en contacto lateral hacia el oeste a través de la falla Las Cañas con rocas del Miembro Checo de Cobre (Albiano- Cenomaniano) y a su vez están cubiertas hacia el este en discordancia angular por estas mismas rocas (Ver figuras 8 y 9 ), con espesor de 2500m y manteo variable entre 20° y 45° E, las que subyacen a rocas del miembro volcánico de la Formación Cerrillos (Turoniano – Santoniano) de ~ 2900m de espesor y manteo de 32°E, cubiertas en discordancia angular por ~700m de rocas volcánicas del Campaniano con manteo de 26° E.

La geometría del sinclinal en subsuperficie se desconoce, pero a través de datos bibliográficos se sabe que involucra ~300m de rocas siliciclásticas y volcánicas del Triásico Inferior (Miembros M1-M4 Fm. San Félix) y ~100m de rocas volcánicas del Triásico Superior (M5 de la Fm. San Félix) , ~2400m de rocas de la Formación Punta del Cobre, cubiertas por 2000m de rocas sedimentarias continentales de edad Albiano-Cenomaniano y rocas volcánicas del Campaniano las cuales son intruídas por cuerpos de edad Campaniano – Maastrichtiano y Eocenos.

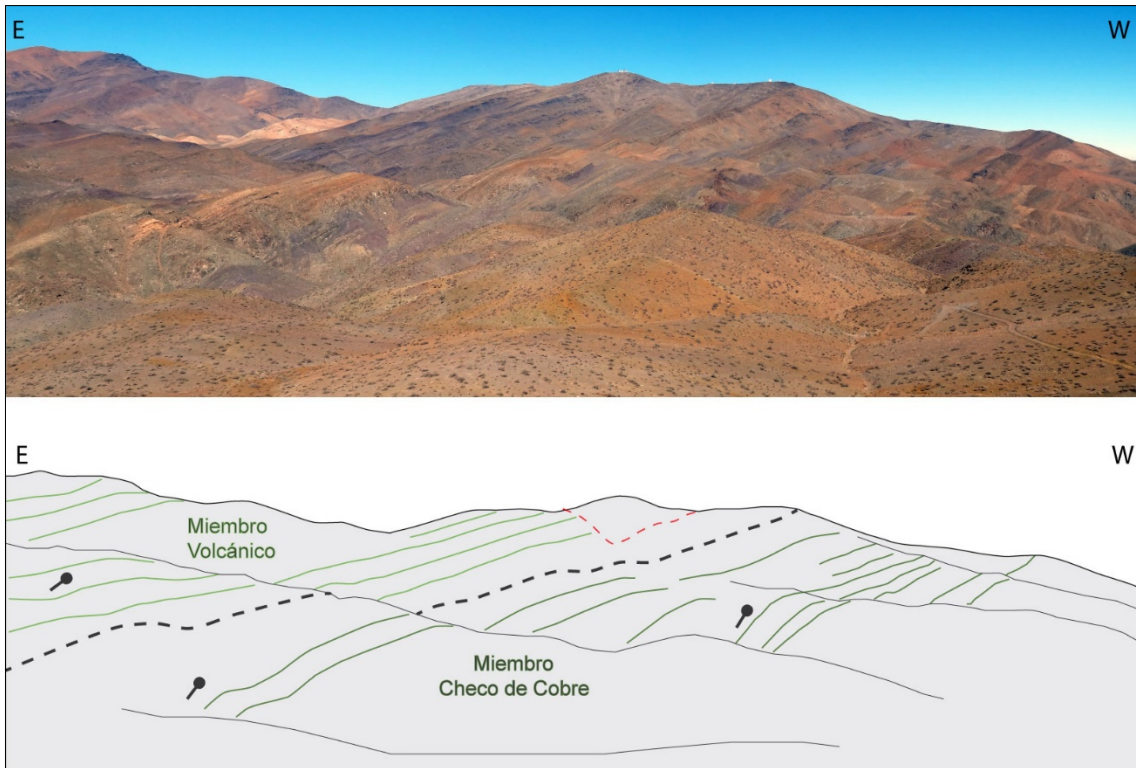


Figura 8. Fotografía y esquema de la discordancia entre el Miembro Checo de Cobre y el Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos en la Quebrada Algarrobal (Fotografía tomada en terreno por Esteban Salazar)

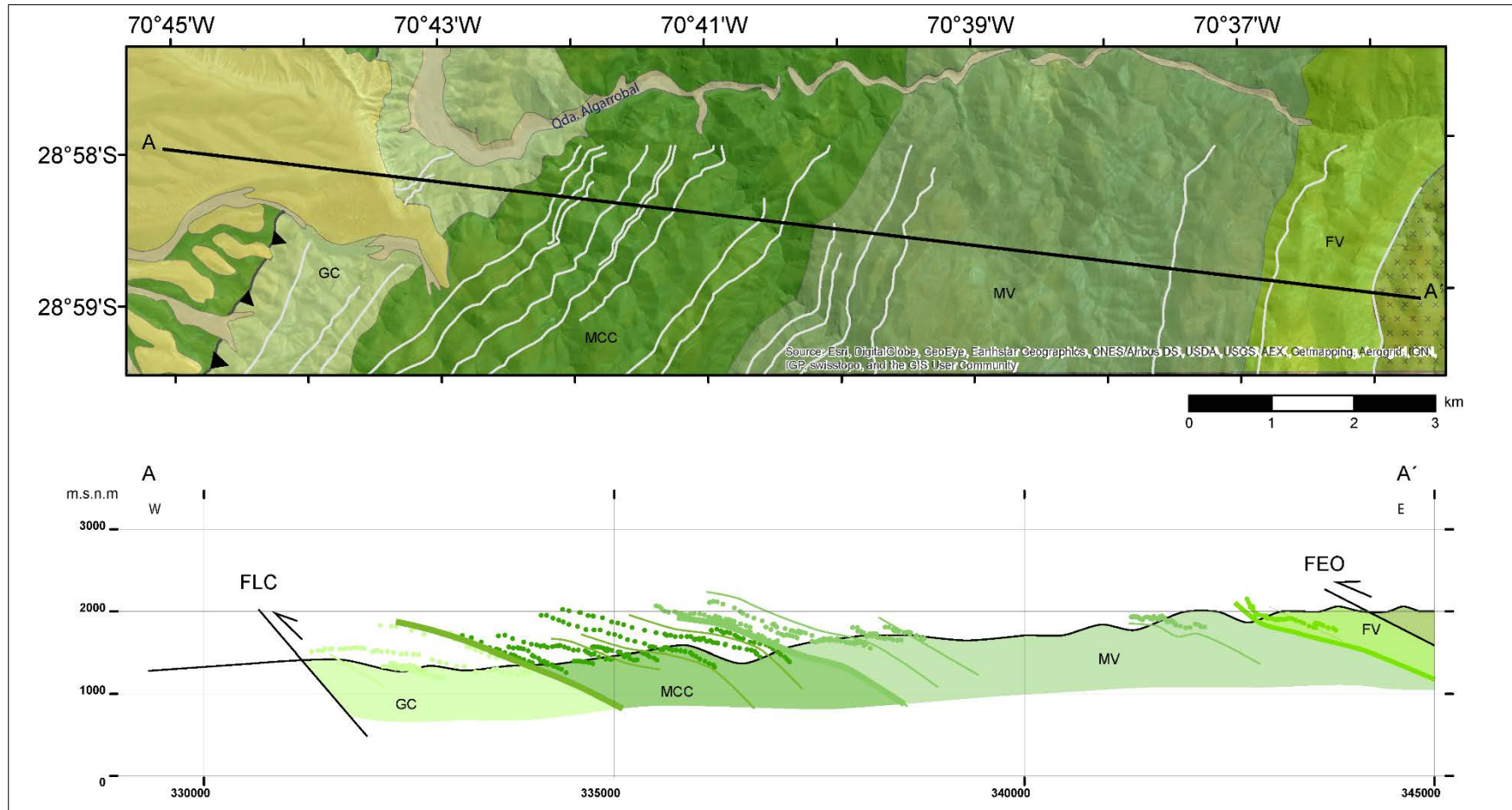


Figura 9. Proyección de los contornos estructurales en una sección de orientación W-E ubicada en la ladera sur la Qda. Algarrobal, con coordenadas X: distancia (Medida en sistema de coordenadas UTM) e Y: altura medida en metros sobre el nivel del mar. Los puntos corresponden a vértices de los contornos con información de longitud, latitud y altura y las líneas continuas son la interpretación de los vértices. GC: Grupo Chañarcillo, MCC: Miembro Checo de Cobre, MV: Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos, FV: Formación Valeriano, FLC: Falla Las Cañas, FEO: Falla El Orito. (Ver leyenda de los colores en la figura 6)

#### 4.1.1.2 Cordillera Frontal

##### Bloque Pinte (BP)

El estilo estructural del BP (Ver figuras 10 y 11) se compone de una geometría homoclinal donde las rocas siliciclásticas y volcánicas del Triásico Inferior - Medio de la Formación San Félix se apoyan sobre el basamento cristalino del Carbonífero Superior – Pérmico, su espesor alcanza los 6000m y los manteos de la estratificación pasan de 65°W en el sector oriental a 56°W en el borde occidental, donde son cubiertos por depósitos del Triásico Superior del Miembro M5 de la Formación San Félix, esta geometría está limitada por la Falla San Félix en el occidente y por la Falla Las Pircas, falla normal, con manteo subvertical hacia el oeste, reactivada inversamente en el oriente. Hacia el este de la Falla Las Pircas, la Falla Pinte, una falla inversa de rumbo N-S en esta latitud y manteo 50°W alza un bloque de basamento Carbonífero Superior – Pérmico, que está cubierto, en algunas partes, por depósitos volcánicos de la Formación la Titora del Triásico Superior (500m de espesor), que subyacen a rocas carbonatadas marinas de la Formación Lautaro del Jurásico Inferior - Medio y tanto el basamento como las secuencias estratigráficas, están afectados por la falla normal de vergencia oeste denominada Falla Cerro Los Quemados con desplazamiento kilométrico y una falla inversa de vergencia este, Falla Quebrada Seca, con desplazamiento kilométrico que genera un sinclinal asimétrico, con ángulo interlimbo abierto (90°) y vergencia oeste en el bloque colgante, y pone en contacto lateral a las rocas del Carbonífero Superior – Pérmico con las rocas volcánicas del Triásico Superior. En el borde occidental de este dominio se identifica un intrusivo Campaniano concordante sobre depósitos del Triásico Superior que es cortado por la Falla Las Pircas.

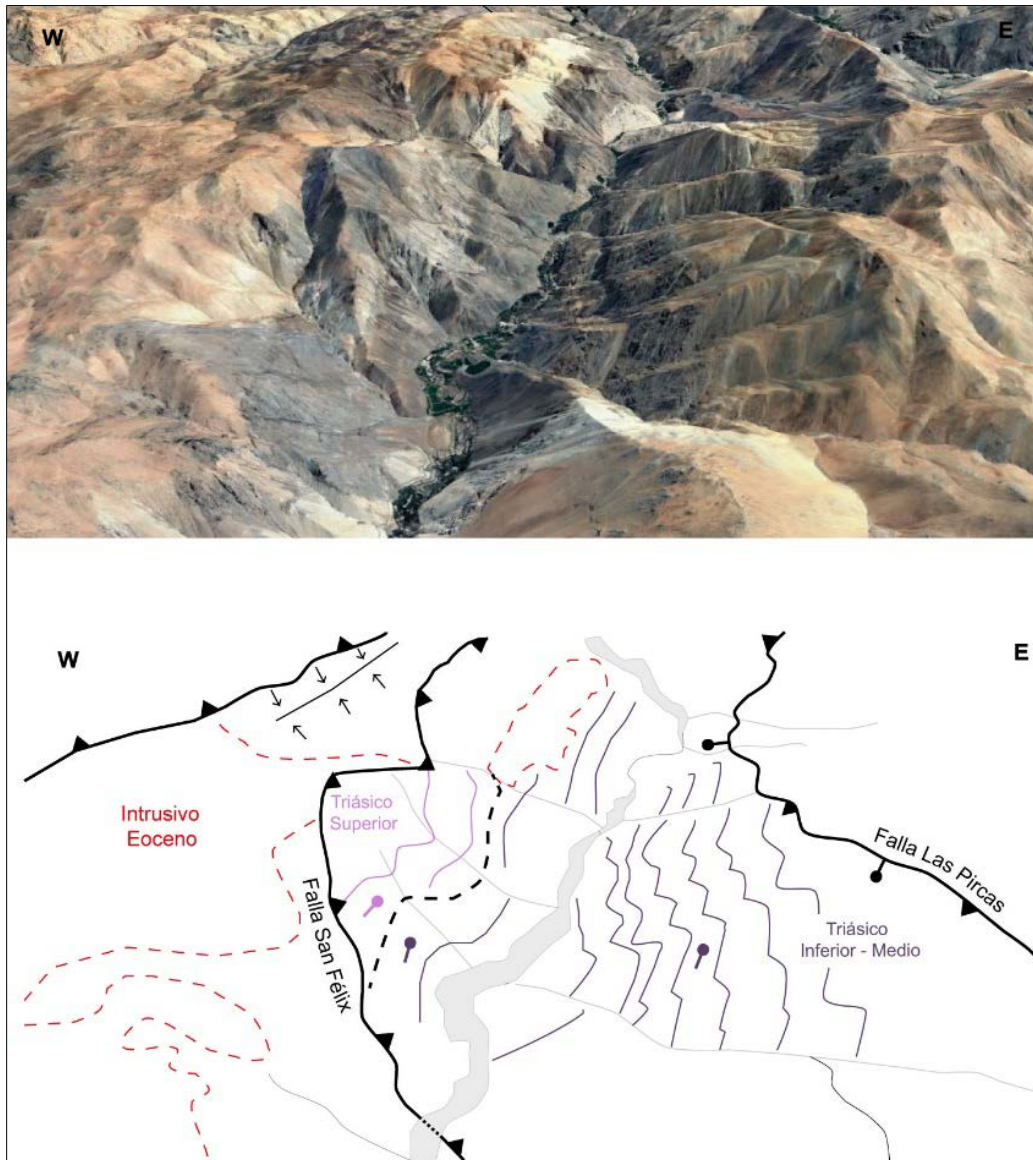


Figura 10. Imagen satelital del valle del Río El Carmen, capturada de Google Earth y el esquema de la estratificación del Triásico y las fallas que controlan su distribución; Falla San Félix y Falla Las Pircas



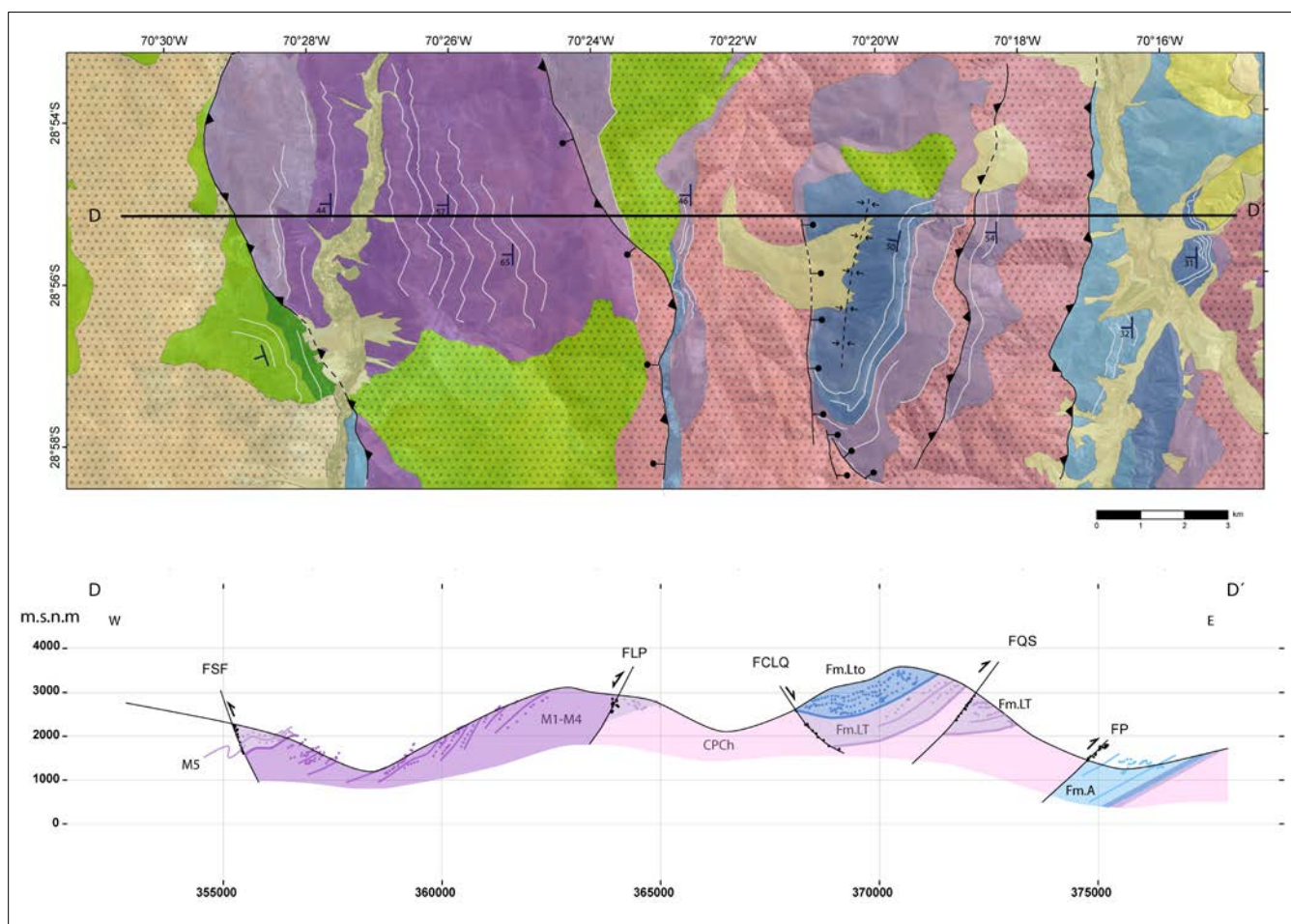


Figura 11. Proyección de los contornos estructurales en una sección de orientación W-E ubicada en la ladera sur del río El Tránsito, con coordenadas X: distancia (Medida en sistema de coordenadas UTM) e Y: altura medida en metros sobre el nivel del mar. Los puntos corresponden a vértices de los contornos con información de longitud, latitud y altura y las líneas continuas son la interpretación de los vértices. M1-M4: Miembros M1-M4 de la Fm. San Félix, M5: Miembro M5 de la Fm. San Félix, Fm.LT: Fm. La Totorá, Fm.Lto: Fm. Lautaro, Fm.A: Fm. Algarrobal. FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Co. Los Quemados, FP: Falla Pinte. (Ver leyenda de los colores en la figura 6)

## Bloque La Plata (BLP)

La Falla Pinte marca el inicio del BLP poniendo en contacto lateral al basamento Carbonífero-Pérmico del dominio BP con rocas Mesozoicas que se apoyan sobre el segundo bloque de basamento (Ver figura 12), alzado por la Falla Valeriano, falla inversa de vergencia este y alto ángulo en superficie. Este bloque está compuesto por rocas cristalinas del Carbonífero-Pérmico y del Triásico Inferior-Medio. La secuencia volcánica del Triásico Superior (Formación La Totorá) tiene 200m de espesor y se apoya en *onlap* sobre el basamento Carbonífero-Pérmico, mantean 25° hacia el oeste y están cubiertas por rocas carbonatadas marinas del Jurásico Inferior (Formación Lautaro) de 250m de espesor, con manteo 27°W que subyacen a rocas volcánicas de la Formación Algarrobal del Jurásico Superior de 1000m de espesor y manteo 30°W, En el sector central de este dominio la Falla La Plata afecta al basamento del Triásico Superior con movimiento inverso hacia el este.

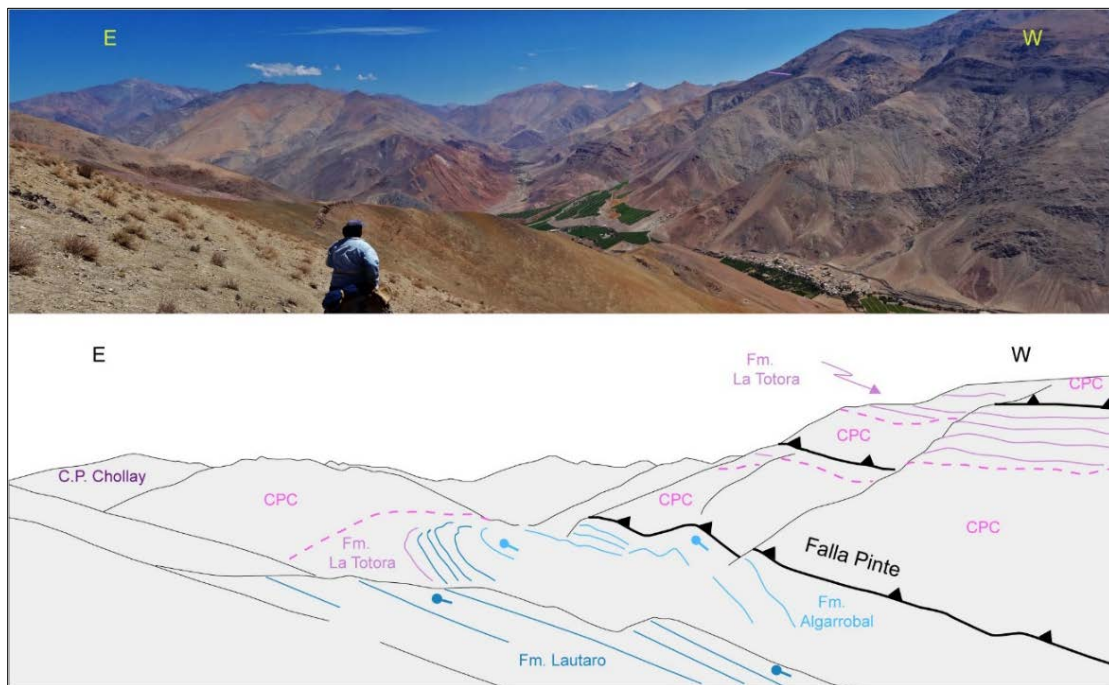


Figura 12. Fotografía y esquema del sector occidental del Bloque La Plata y del borde oriental del Bloque Pinte. CPC: Complejo Plutónico Chancoquín, CPChollay: Complejo Plutónico Chollay (Fotografía tomada en terreno por Esteban Salazar)

## Bloque La Coipa – El Potro (BLC-EP)

El BLC-EP corresponde a un bloque de basamento del Triásico Inferior y una pequeña porción de rocas del Devónico alzado por la falla inversa de vergencia oeste denominada La Coipa - El Potro. Este bloque está cubierto por rocas del Paleoceno y del Oligoceno – Plioceno y es afectado por un sistema de fallas inversas de vergencia este y oeste, algunas de ellas se encuentran selladas por depósitos del Pleistoceno - Holoceno (Ver figura 13)

A partir de compilación bibliográfica y del análisis estructural realizado a través de contornos estructurales se construyó una sección estructural integrada (Ver figura 13) en el sector sur de la zona de estudio, lugar que corresponde al limbo sur del Oroclino de Vallenar

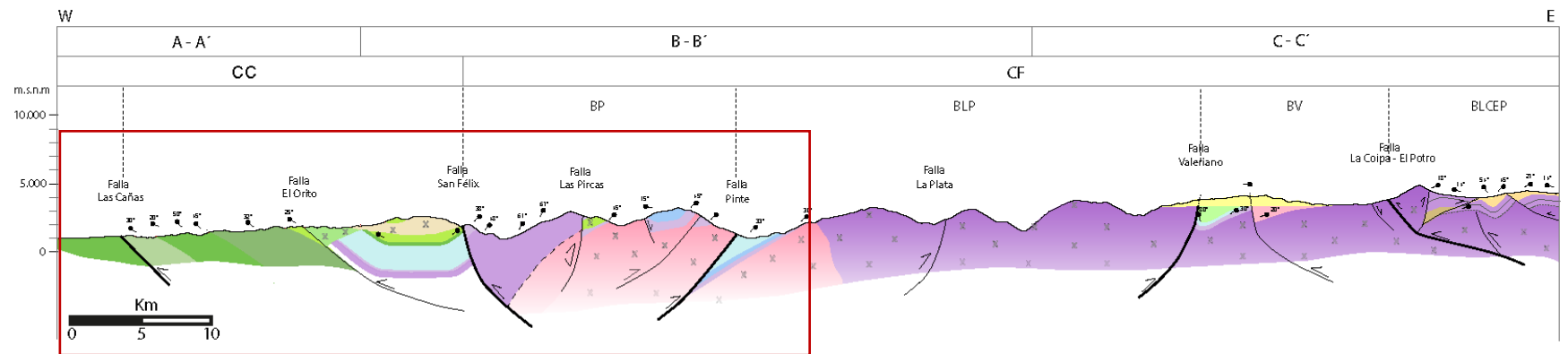


Figura 13. Modelo estructural integrado a la latitud de Vallenar, en rojo se enmarca la zona analizada estructuralmente a través de contornos estratigráficos. Los bloques Valeriano y La Coipa- El Potro fueron modificados de Salazar & Coloma (2016). (Ver ubicación y leyenda en el mapa geológico de la figura 6)

#### 4.1.2 Análisis Cualitativo de la Sección

La compilación de los modelos previos no explica algunos contrastes estratigráficos de miles de metros entre bloques colindantes (Ver figura 14), y, por lo tanto, no dan cuenta de los mecanismos de acomodación de tales sucesiones. Estas inconsistencias se identificaron en el dominio morfoestructural Cordillera de la Costa y en el Bloque Pinte de la Cordillera Frontal.

##### 4.1.2.1 Cordillera de la Costa

En la CC la cinemática de la Falla El Orito no es consistente con la acomodación del Grupo Chañarcillo en el bloque yacente y la ausencia de ellos en el bloque colgante, tampoco explica la variación de 1400m de espesor del Miembro Checo de Cobre, ni la distribución de ~2900m de espesor del Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos, que al igual que los depósitos marinos del Grupo Chañarcillo desaparecen en el bloque colgante (Ver figura 14).

Para explicar esta distribución se propone la existencia de una cuenca tipo hemigraben, controlada por una falla normal de crecimiento, de vergencia este, subvertical en superficie y lístrica en profundidad. Esta falla maestra habría estado activa intermitentemente hasta el Turoniano, generando un anticlinal de *rollover* con las secuencias cretácicas y es probable que haya sido reactivada parcial e inversamente en el Campaniano, al menos antes de la deposición de la Formación Viñitas. Posterior a esto, la falla de borde habría sido decapitada por la Falla Las Cañas y la Falla El Orito, al menos después del Maastrichtiano ya que intrusivos de esta edad son cortados por la Falla El Orito.

#### 4.1.2.2 Bloque Pinte

En el límite occidental del Bloque Pinte son acomodados cerca de 6000m de sedimentos Triásicos de la Formación San Félix, en el bloque colgante de la falla homónima, sin embargo estos no superan los 400m en el bloque yacente, y los miembros M1 – M4 de esta formación desaparecen al este de la Falla Las Pircas (Ver figura 14), falla que a su vez alza considerablemente el basamento del Carbonífero Superior – Pérmico, siendo exhumado pocos metros al norte de la traza del perfil. Diversos estudios (Salazar, 2012; Salazar *et al.*, 2013 ) han descrito para la Formación San Félix una arquitectura estratigráfica tripartita, presencia de estratos de crecimiento que se desarrollan en dirección al oeste y al norte del río el Transito se observa una geometría de cuña abierta hacia el oeste, mientras que los depósitos del triásico inferior se apoyan en onlap sobre el basamento del Carbonífero Superior – Pérmico hacia el este y el norte de la cuenca, la cual ha sido interpretada como una cuenca de hemi-graben (Salazar *et al.*, en preparación). Por otra parte, dentro de esta cuenca ha sido registrada la actividad de la Falla Las Pircas que acomoda parte del relleno de la cuenca.

Al sur del río el Transito, la distribución de estas unidades, respaldada con las evidencias anteriormente mencionadas sugiere una geometría de graben para la cuenca San Félix, limitada en el oeste por una falla normal de crecimiento, que podría corresponder a la Falla San Félix, posteriormente reactivada de forma inversa y en el este por la Falla Las Pircas la que ya ha sido interpretada como falla normal con reactivación inversa positiva por Salazar *et al.*, (2013)

A partir de este modelo se propone que las fallas inversas de vergencia oeste que decapitaron la falla de borde de la cuenca cretácica descrita en el punto anterior corresponderían a *footwall short-cut* desarrollados a partir de la inversión positiva de la Falla San Félix, que habría ocurrido al menos en el Eoceno o Post-Eoceno.

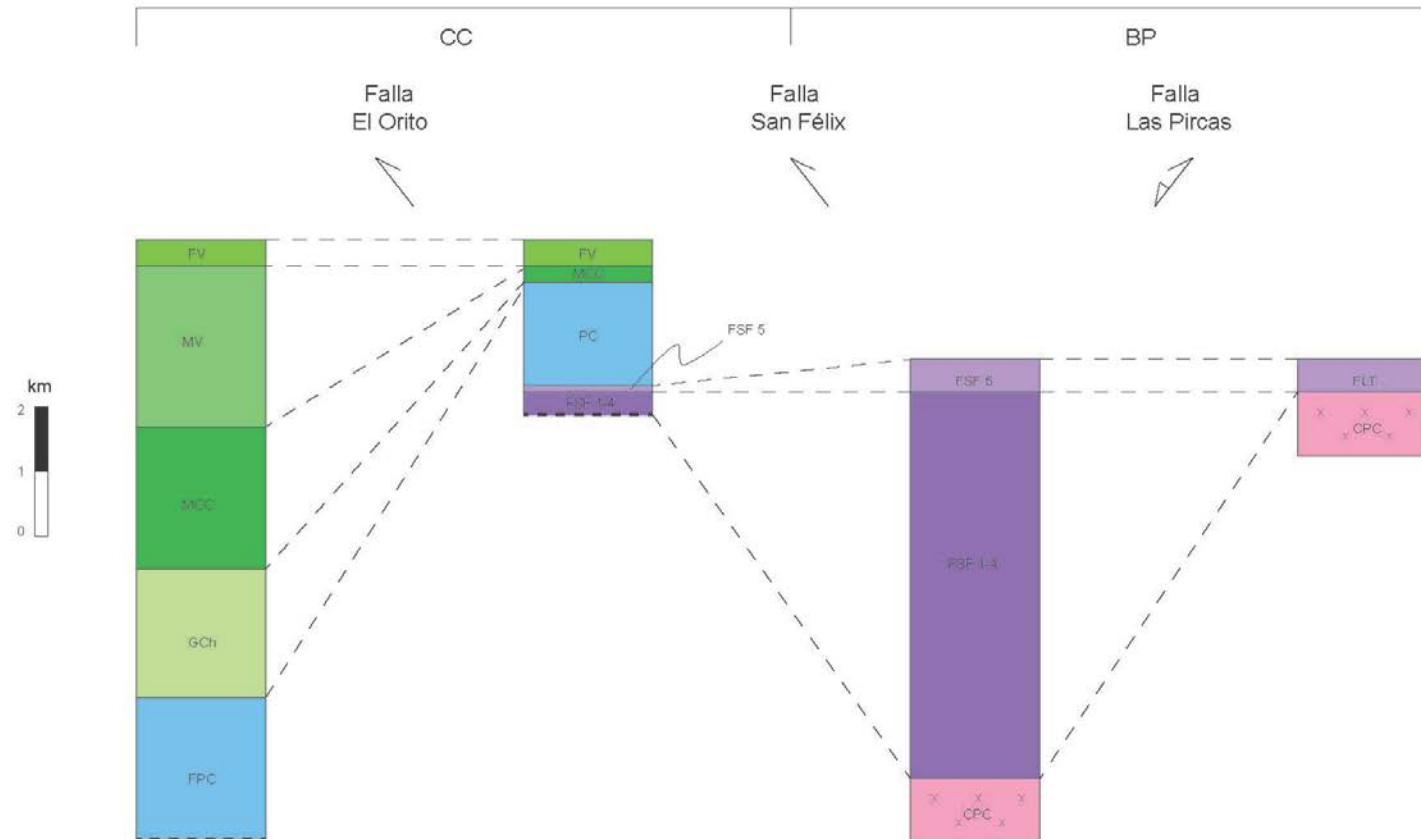


Figura 14. Correlación de columnas estratigráficas de la Cordillera de la Costa (CC) y Bloque Pinte (BP) de la Cordillera Frontal. En la Cordillera de la Costa se presentan las columnas estratigráficas al oeste y este de la Falla El Orito, notar las drásticas variaciones de espesor de las secuencias cretácicas. En las columnas del Bloque Pinte y la columna oriental de la CC se observa el acomodo de los depósitos triásicos con mayor espesor en el bloque colgante de la Falla San Félix. **CPC**: Complejo Plutónico Chancoquín, **FSF 1-4**: Miembros M1-M4 de la Fm. San Félix, **FSF 5**: Miembro M5 de la Fm. San Félix, **FLT**: Fm. La Tora, **FPC**: Fm. Punta del Cobre, **GCh**: Grupo Chañarcillo, **MCC**: Miembro Checo de Cobre de la Fm. Cerrillos, **MV**: Miembro Volcánico de la Fm. Cerrillos, **FV**: Formación Viñita. Los colores representan las edades de las unidades y son consistentes con la leyenda de la figura 6.

#### 4.1.3 Modelamiento Estructural

Con la finalidad de validar el modelo estructural propuesto en el punto 4.1.2, que intenta clarificar las inconsistencias encontradas en la compilación de los modelos previos, se realiza un modelo *forward* de la deformación en siete etapas; Jurásico, Triásico, Valanginiano-Aptiano, Albiano-Turoniano, Turoniano-Santoniano, Campaniano y Paleógeno, considerando las siguientes generalidades:

- Los intrusivos no pueden ser modelados con el software utilizado, por lo tanto el basamento es representado de forma homogénea sin diferenciar entre las unidades del Carbonífero-Pérmico y las del Triásico Inferior-Medio
- Como la altura inicial del paleorelieve es desconocida, al hablar de profundidad se hace referencia a una distancia bajo la superficie y no tiene relación con el nivel del mar ni con la topografía actual, solo el modelo final considera alturas reales.
- Con respecto a la denominada “Falla El Portillo” que se modela en el punto 4.1.3.4 no hay información suficiente en este trabajo para conocer su geometría en subsuperficie ni su edad de deformación, sin embargo se asume su actividad en el punto recién mencionado para generar la geometría actual en superficie de los depósitos del Triásico Superior y del Jurásico en ese sector.

##### 4.1.3.1 Triásico

Para modelar la Cuenca San Félix se utilizan los siguientes parámetros de entrada:

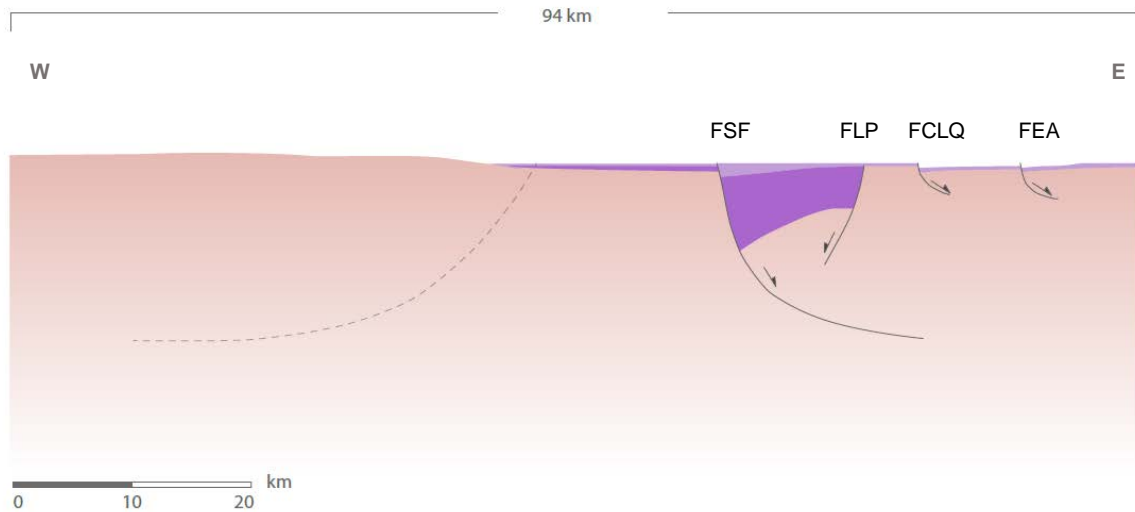
- Largo inicial de 10km de separación en superficie entre la Falla San Félix y la Falla Las Pircas
- Profundidad inicial de 3 km para el depocentro
- Relleno sedimentario de 1km de espesor



La geometría de la Falla San Félix corresponde a una falla normal de manteo este, subvertical en superficie y lístrica en profundidad, con un despegue de al menos 15km bajo la superficie, por otra parte, la Falla Las Pircas alcanza una longitud de 10km y es subvertical.

La extensión de la cuenca es modelada con el algoritmo de cizalle simple con un ángulo de cizalle de  $80^\circ$  para la Falla San Félix y  $-80^\circ$  para la Falla Las Pircas. Se asume que la actividad para estas fallas es sincrónica, pero como el software solo permite el movimiento de una falla a la vez se activan por separado y se depositan estratos de los Miembro M1 a M4 de la Formación San Félix de forma progresiva entre cada desplazamiento, posteriormente, en etapas finales de la colmatación de la cuenca se depositan estratos del Triásico Superior del Miembro M5 que sellan a ambas fallas cuando cesa la actividad, mientras que hacia el este, las rocas de la Formación La Totorá son acomodadas por la Falla Cerro los Quemados y por la falla denominada en este trabajo como Falla El Amarillo, ambas de vergencia oeste, con geometría lístrica en profundidad, con un desplazamiento final de 100m y 150m respectivamente, bajo el algoritmo de cizalle simple, con inclinación de  $70^\circ$ .

El desplazamiento final para la Falla San Félix es de 3000m y para la Falla Las Pircas 1300m, de esta forma se alcanza un largo final para la cuenca de 13km. El modelo del Bloque Pinte de la Cordillera Frontal y borde oriental de la Cordillera de la Costa a finales del Triásico Superior se observa en la figura 15.



*Figura 15. Modelo estructural propuesto para el Triásico. FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FEA: Falla El Amarillo, en línea punteada se marca la ubicación donde se formará la Falla La Escondida en el Jurásico. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)*

#### 4.1.3.2 Jurásico

En el Jurásico Inferior ha sido documentada una transgresión marina desde el norte (von Hillebrandt, 1973; Vicente, 2005) cuyos depósitos habrían sido acomodados, a esta latitud en la Quebrada Pinte, en dos depocentros de tipo hemigraben abiertos hacia el oeste, controlados por las fallas normales de crecimiento activas desde el Triásico Superior (Falla Co. Los Quemados y Falla Los Amarillos), en el sector oriental del Bloque Pinte y en el borde occidental del Bloque La Plata respectivamente. Esta geometría se consigue continuando con los parámetros utilizados para modelar la etapa anterior, esta vez con desplazamiento de 100m para la Falla Co. Los Quemados 200m para la Falla Los Amarillos, depositando en ambos casos estratos sin-extensionales de la Formación Lautaro. En el Jurásico Superior, estas fallas se encontrarían inactivas, y los depocentros habrían sido colmatados por los depósitos volcánicos del Jurásico Superior correspondientes a la Formación Algarrobal en el Bloque Pinte y Bloque la Plata de la Cordillera Frontal

En el Jurásico Superior, en la Cordillera de la Costa se habría activado una cuenca de tipo hemigraben, controlada por una falla normal de manteo al oeste, subvertical en superficie y lístrica en profundidad, denominada en este trabajo como Falla La Escondida, con una profundidad inicial de despegue de ~12km. La actividad de esta falla se modela asumiendo un espesor de depósitos pre-extensionales del Jurásico Superior pertenecientes a la Formación Punta del Cobre, de al menos 1000m, ángulo de cizalle simple de -60°, un *pin line* ubicado en el bloque yacente, justo al lado de la falla de borde, donde los estratos no presentan deformación en esta etapa y un *loose line* 30km hacia el oeste de ella, de esta manera se genera un desplazamiento total de 800m, con depositación sin-extensional de la misma formación, lo que implica una extensión de 700m (Figura 16) y espesor máximo de 2200m en el bloque colgante.

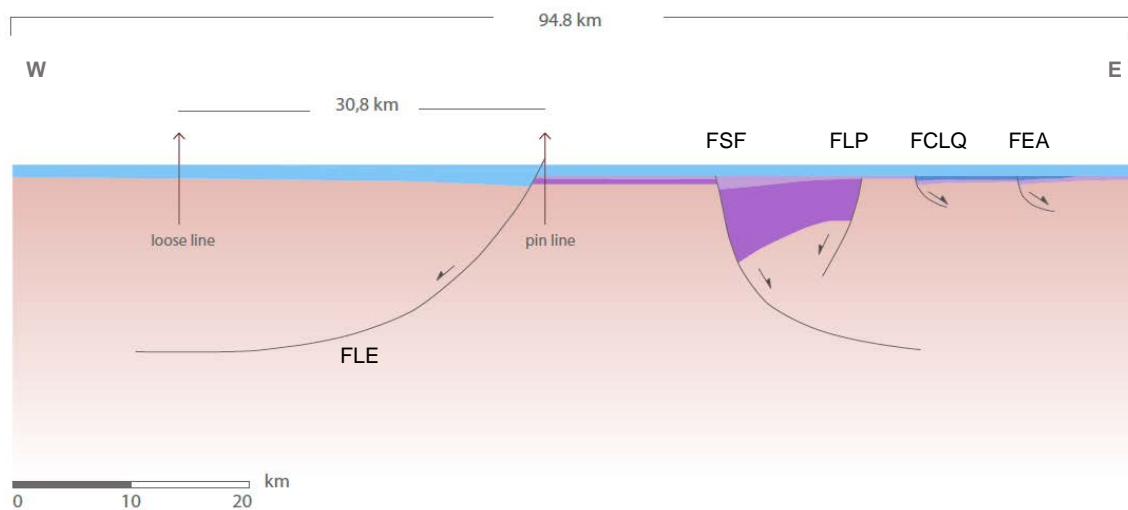


Figura 16. Modelo estructural propuesto para el Jurásico. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FEA: Falla El Amarillo. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)

#### 4.1.3.3 Cretácico

##### *Valanginiano – Aptiano*

Continúa la actividad de la Falla La Escondida, con ángulo de cizalle  $-60^\circ$  y acomoda 2500m de depósitos marinos del Grupo Chañarcillo en la proximidad de la falla, que disminuyen su espesor hacia el occidente, donde se apoyan en *onlap* sobre las rocas volcánicas de la Formación Punta del Cobre (Ver figura 17). Luego de desplazar casi 5000m la falla, la ubicación del *pin line* se mantiene, mientras que el *loose line* se separa 4830m más hacia el oeste, lo que indica un porcentaje de extensión de 15,8% entre el Jurásico Superior y el termino de la depositación del Grupo Chañarcillo, después de esto la extensión habría continuado hasta que el *loose line* alcanzó 36,3 km de distancia con respecto al *pin line*, generando el espacio en el que se depositaría el miembro Checo de Cobre en el Albiano-Turoniano.

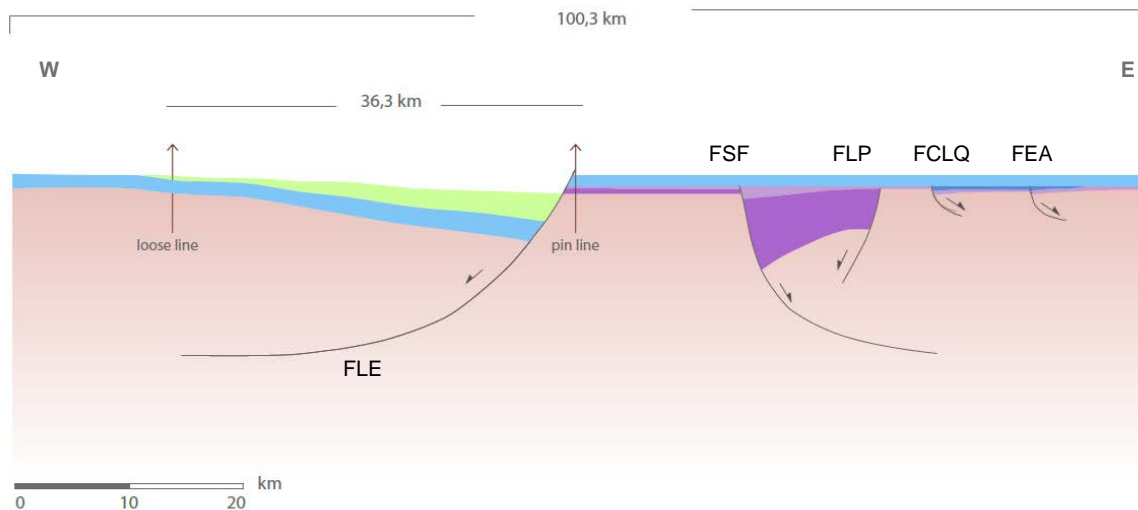


Figura 17. Modelo estructural propuesto para el Valanginiano-Aptiano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FEA: Falla El Amarillo. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)

Se registra el primer alzamiento tectónico, que habría provocado el cambio de ambiente marino a continental en la cuenca cretácica cercano a los ~110 Ma (Creixell *et al.*, submitted; Salazar *et al.*, 2017). Durante este evento compresivo cesa la actividad de la Falla La Escondida y los sedimentos del Miembro Checo de Cobre de la Formación Cerrillos colmatan la cuenca y cubren a los depósitos jurásicos en el bloque yacente de la falla de borde (Ver figura 18)

Para explicar el alzamiento se propone la existencia de una estructura profunda, con geometría *flat-ramp-flat* de vergencia este, el primer flat se ubica 20 km bajo la superficie topográfica de esta etapa y tiene al menos 10km de largo (se puede extender hacia el occidente), desde esta profundidad comienza una rampa con inclinación 10°W y 25km de longitud, hacia el este, a los 15km bajo la superficie pasa el segundo flat con al menos 35km de largo. Desde este flat nace la Falla Pinte en la Cordillera Frontal, una falla inversas de vergencia este, que comienza con un segmento de 10km de largo con inclinación 15°W, y otro de 15km que aflora en superficie con inclinación de 50°W. Desde el primer segmento de la Falla Pinte, a los ~12km de profundidad, nace la Falla Qda. Seca, con ~15km de largo e inclinación de 50°W.

Para modelar estas estructuras se utiliza el método de cizalle simple, con ángulo de -80° y desplazamiento de 1500m para la Falla Pinte y ángulo de cizalle de -70° y desplazamiento de 1000m para la Falla Qda. Seca, que genera un sinclinal de bloque colgante. El acortamiento estimado para esta etapa es de ~2% y el alzamiento vertical es del orden de 1000m.

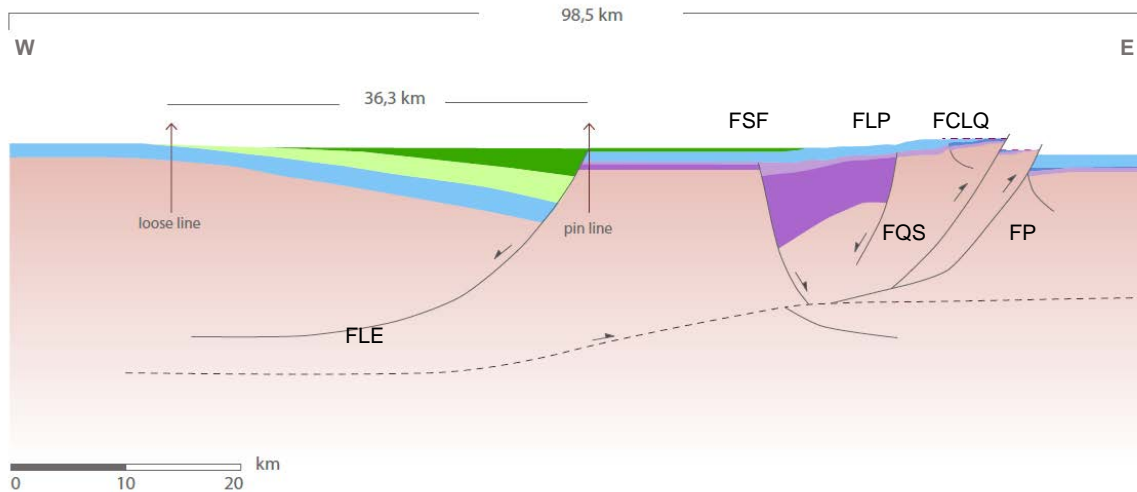


Figura 18. Modelo estructural propuesto para el Albiano-Turoniano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)

### *Turoniano – Santoniano*

A finales del Turoniano habría continuado la depositación del Miembro Checo de Cobre y se habría reactivado la Falla La Escondida, acomodando los depósitos sin-extensionales del Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos (Ver figura 19), el desplazamiento normal se realiza con el metodo de cizalle simple, con ángulo  $-60^\circ$ , alcanzando un desplazamiento total de 3500m , lo que implica una extensión de 3900m , equivalente al  $\sim 10,7\%$

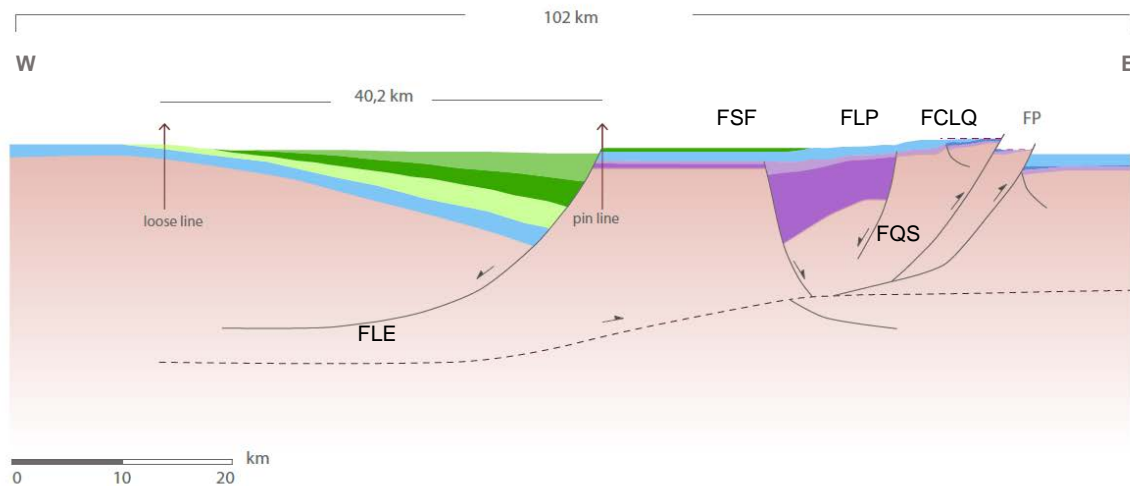


Figura 19. Modelo estructural propuesto para el Turoniano-Santoniano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)

## Campaniano

En esta etapa se activa la estructura profunda, invirtiendo la cinemática de la falla de borde La Escondida, esto se modela mediante el método de Trishear, con los parámetros de la tabla 1 generando un anticlinal de inversión con las unidades del Jurásico Superior al Santoniano, y las rocas de la Formación Viñita de edad Campaniano se depositan en un régimen compresivo (Ver figura 20). El acortamiento para esta etapa es de al menos 4% en la Cordillera de la Costa.

<i>Trishear Angle</i>	55°
<i>Angle Offset</i>	0,95
<i>Propagation/Slip Ratio</i>	1,5
<i>Trishear Zones</i>	10
<i>Fault Tip Position</i>	24100 m
<i>Slip</i>	1000 m

Tabla 1. Parámetros del algoritmo Trishear utilizados para la reactivación inversa de la Falla La Escondida durante el Campaniano.

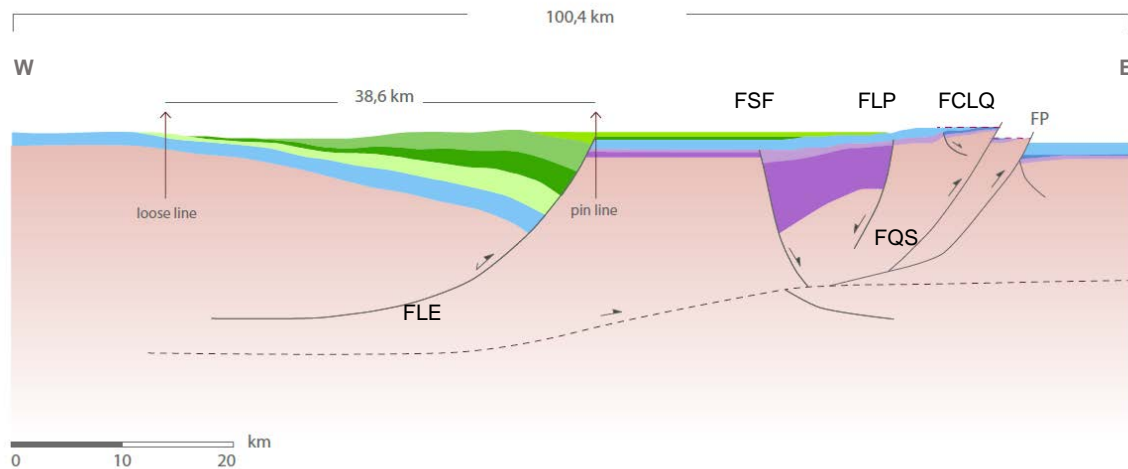


Figura 20. Modelo estructural propuesto para el Campaniano. FLE: Falla La Escondida, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)

#### 4.1.3.4 Paleógeno

La deformación analizada en este punto puede incluir parte del Maastrichtiano pero se restringe principalmente al Paleógeno ya que La Falla El Orito corta intrusivos del Maastrichtiano lo que sugiere una edad de deformación al menos Maastrichtiano o Post-Maastrichtiano, La Falla San Félix y la Falla Pinte cortan intrusivos del Eoceno mientras que la Falla Las Cañas está cubierta por depósitos del Mioceno Medio lo que indica una edad máxima de deformación Mioceno Temprano.

El modelamiento se describe de acuerdo a las tres etapas en que fue realizado, sin embargo esta clasificación no implica la existencia de tres eventos de deformación ya que algunas de las etapas pueden haber sido contemporáneas, sin embargo como se mencionó anteriormente, el software no permite modelar varias estructuras con parámetros diferentes al mismo tiempo.



## Etapa 1

En la CC la inversión positiva de la Falla La Escondida continúa hasta que el techo del Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos queda en contacto lateral con las rocas de la Formación Viñitas del bloque yacente.

## Etapa 2

Se reactiva la Falla Pinte y desde ella nace hacia el este la Falla El Portillo, una falla inversa de ~18km, con un segmento inicial de inclinación 27°W y otro segmento que aflora en superficie con 45°W. La Falla Pinte se modela con el método de cizalle simple (-80°) y ~500m de desplazamiento, por otra parte, para la Falla El Portillo se utiliza el método de Trishear con los parámetros de la tabla 2.

<i>Trishear Angle</i>	10°
<i>Angle Offset</i>	0°
<i>Propagation/Slip Ratio</i>	1,00
<i>Trishear Zones</i>	10
<i>Fault Tip Position</i>	6000m
<i>Slip</i>	1500m

Tabla 2. Parámetros del algoritmo Trishear utilizados para la Falla El Portillo.

## Etapa 3

Se reactiva de forma inversa la Falla San Félix, mediante el algoritmo de Trishear (Ver parámetros en la tabla 3), generando un *footwall syncline*, y reactivando completa e inversamente la Falla Las Pircas hacia el este, esta última reactivación también fue modelada con el algoritmo de Trishear (Ver tabla 3) pero se aumentó progresivamente la razón P/S.

Parámetro	Falla San Félix	Falla Las Pircas
<i>Trishear Angle</i>	30°	5°
<i>Angle Offset</i>	0°	0°
<i>Propagation/Slip Ratio</i>	0,50	1,50
<i>Trishear Zones</i>	10	10
<i>Fault Tip Position</i>	11040m	7500m
<i>Slip</i>	2000m	500

Tabla 3. Parámetros del algoritmo Trishear utilizados para la reactivación inversa de las Fallas San Félix y Las Pircas durante el Paleógeno.

A partir de la reactivación inversa de la Falla San Félix se generan dos estructuras de inversión de tipo *footwall short-cut* que decapitan a la falla maestra de la cuenca cretácica. Estas estructuras corresponden a la Falla Las Cañas y la Falla El Orito.

La Falla Las Cañas nace a los 7,5km, con un segmento de 5km de largo y 20° de inclinación hacia el este, desde ahí comienza el segundo segmento con 20km de largo y manteo 10°E, finalmente, el segmento que aflora en superficie tiene inclinación de 40°E y longitud de 5km. El modelamiento se realizó con el método de cizalle simple, con ángulo de 90° y desplazamiento de 3km.

La Falla El Orito tiene geometría *ramp-flat-ramp* de vergencia este, la primera rampa comienza a los ~6km, tiene 2km de largo y 40° de inclinación, el flat tiene 3km de longitud, pasa 2,5km bajo la topografía actual, paralelo a la base de la Formación San Félix y termina en una rampa de ~3km que aflora con inclinación de 40°E. Esta Falla fue modelada con 80° de cizalle simple y 3km de desplazamiento.

El modelo final de la zona de interés, que representa la configuración estructural actual de este segmento se observa en la figura 21. Obteniendo un largo final para la sección de 93 km, un acortamiento de ~7,4 % para la deformación del Paleógeno.

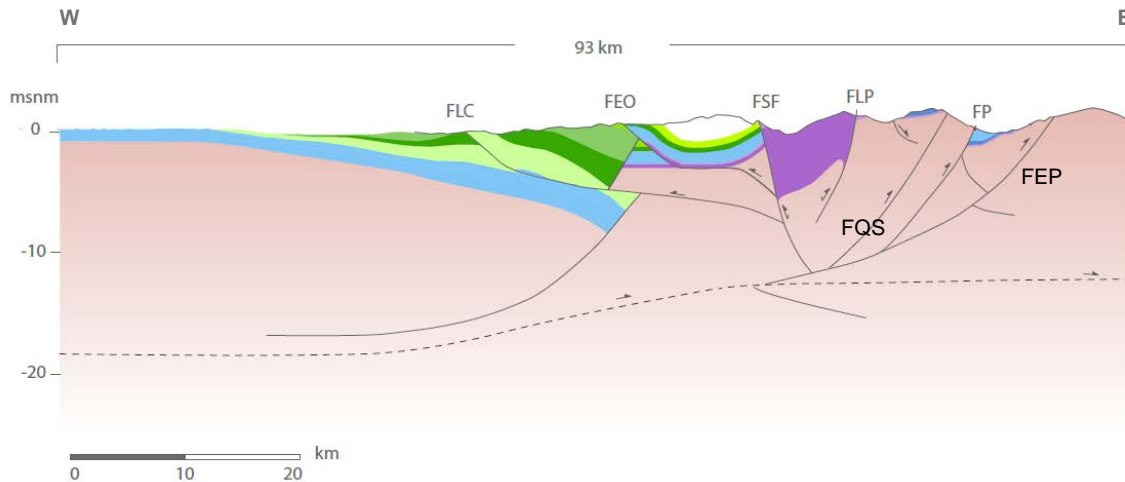


Figura 21. Modelo estructural propuesto para el Paleógeno. FLC: Falla Las Cañas, FEO: Falla El Orito, FSF: Falla San Félix, FLP: Falla Las Pircas, FCLQ: Falla Cerro Los Quemados, FQS: Falla Quebrada Seca, FP: Falla Pinte, FEP: Falla El Portillo. En línea segmentada la falla de geometría flat-ramp-flat. (Los colores representan la edad de las unidades estratificadas y son consecuentes con la leyenda de la figura 6)

#### 4.1.4 Propagación de la Deformación

Para analizar la propagación de la deformación a la Latitud de Vallenar, se incorpora el modelo propuesto para el segmento comprendido entre el sector occidental de la Cordillera de la Costa y el Bloque Pinte de la Cordillera Frontal, con los Bloques La Plata, Valeriano y La Coipa El Potro, que a pesar de no conocer la geometría de sus estructuras en profundidad y no haber sido validado con modelamiento, los datos estratigráficos y cronológicos parecen ser consistentes con las estructuras descritas en trabajos previos y en la sección sintética de esta memoria.

La figura 22 integra los periodos relativos de actividad de las fallas principales y su correlación con las fases tectónicas, interpretada a través de la compilación bibliográfica, y de los resultados de los puntos anteriores (4.1.1, 4.1.2 y 4.1.3). De ella se desprende que desde el Albiano hasta el Paleoceno existió una migración de la deformación desde el oeste hacia el este, a través de la propagación de fallas inversas bi-vergentes que alzaron bloques de basamento del Carbonífero – Pérmico y del Triásico Inferior, estas fallas corresponden de oeste a este a la Falla Pinte,

Falla Valeriano y Falla La Coipa-El Potro y desde el Paleoceno al Mioceno Temprano la deformación se propagó hacia el oeste, principalmente a través de la inversión tectónica de la cuenca San Félix, inversión que generó fallas inversas de vergencia occidental en la Cordillera de la Costa, mientras que en la Cordillera Frontal se reactivó la Falla Pinte y la Falla Valeriano.

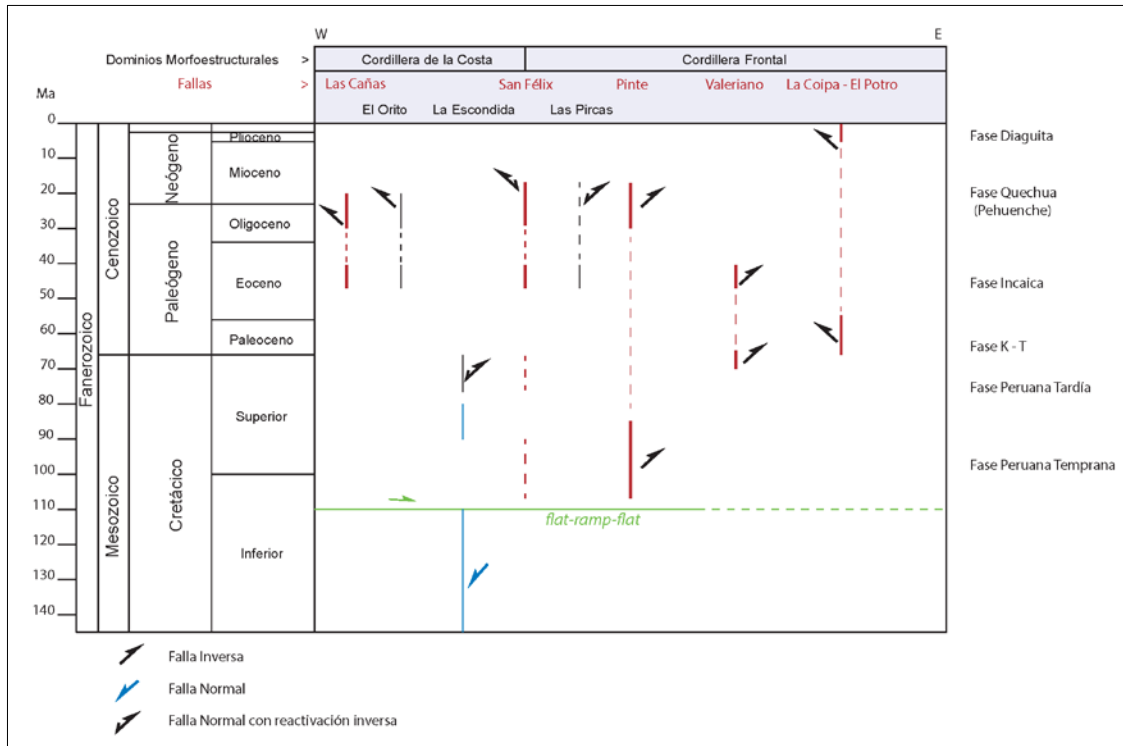


Figura 22. Edad relativa de actividad desde el Cretácico al presente de las fallas principales y su correlación con las fases tectónicas. En rojo, las fallas inversas principales, que separan a los bloques descritos en el capítulo 3, en negro, las fallas inversas secundarias, en azul la actividad normal de la Falla La Escondida y en verde el inicio de la actividad del flat-ramp-flat en profundidad. Las líneas discontinuas representan actividad inferida.

## **4.2. Análisis De Las Variaciones Latitudinales Del Oroclino De Vallenar**

### **4.2.1 Estratigrafía**

A la latitud de Copiapó, las secuencias sedimentarias *syn-rift* del Triásico – Jurásico Inferior afloran en las cuencas Lautaro y Lagunillas en la Cordillera Frontal.

En la cuenca Lautaro, los depósitos del Jurásico Inferior corresponden a las Formaciones Lautaro y Picudo, alcanzan los 3000m de espesor y se apoyan sobre 2100m de rocas del Triásico Superior (Formación La Ternera). Hacia el oriente de la Cordillera Frontal, el relleno de la cuenca Lagunillas lo conforman rocas de la Formación La Ternera, cubiertas por 3000m de rocas del Jurásico Inferior correspondientes a las Formaciones Lautaro y Lagunillas, que subyacen a los depósitos sin-orogénicos de la Formación quebrada Seca (Paleoceno).

De la estratigrafía del Triásico – Jurásico Inferior destaca la considerable disminución de espesor de la Formación Lautaro hacia el sur, ya que a la latitud de Vallenar el espesor de esta unidad es del orden de 200m. Esta variación es consecuente con la dirección y el sentido de la transgresión marina a partir de la cual se depositó la Formación Lautaro, ya que en la figura 23 se observa que la latitud de Copiapó estuvo inundada durante las dos etapas de la transgresión proveniente desde el norte (en el Sinemuriano Superior y el Pliensbaquiano), mientras que la latitud de Vallenar fue afectada por dos regresiones marinas en las que emergió la zona sur de la cuenca, indicando una paleo costa al sur de los 29°S.

En base a lo anterior se propone que la variación de espesor radica en la disponibilidad de sedimentos y en la profundidad de la cuenca Jurásica, la cual es más somera hacia el sur, esto debido, probablemente a un control estructural caracterizado por mayor desplazamiento de fallas normales hacia el norte, estas fallas normales corresponderían a las fallas de borde denominadas Calquis y Vizcachas.

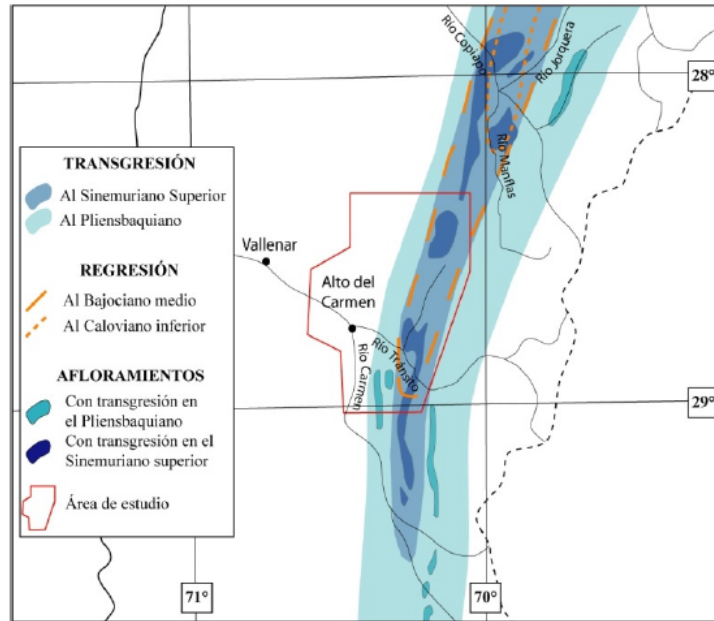


Figura 23. Etapas de transgresión y regresión marina para la Formación Lautaro. Modificado de Vicente (2005) en Salazar (2012).

En la Cordillera de la Costa, la distribución de las unidades del Jurásico Superior-Santoniano se distribuyen de manera similar en ambas latitudes, pero el espesor del Grupo Chañarcillo disminuye de norte a sur y la Formación Cerrillos disminuye su espesor hacia el norte.

El Grupo Chañarcillo tiene 3600m de espesor en Copiapó (Martínez *et al.*, 2015) y solo 820m al sur de Vallenar, en el área Estación Chañar - Junta de Chingoles (Creixell *et al.*, 2013), por otra parte, el espesor de la Formación Cerrillos es de ~4000m en el limbo norte (Martínez *et al.*, 2015), y del orden de 5000m en Vallenar, al oeste de la Falla El Orito.

A partir del Campaniano se presentan diferencias estratigráficas, con la ausencia de la Formación Viñita y principalmente, la depositación en discordancia de la Formación Hornitos del Cretácico Superior - Paleoceno sobre la Formación Cerrillos en el norte (Ver figura 24).

La Formación Hornitos tiene un espesor de 2000m en Copiapó (Ver figura 24) y ha sido interpretada como una secuencia de depósitos sin-orogénicos, cuya acumulación estuvo asociada con la migración hacia el este del arco magmático, cercana a los 85 Ma (Mpodozis & Ramos, 1990; Cornejo et al., 1993) y con la acumulación volcano-sedimentaria durante la inversión tectónica de la Cuenca Chañarillo (Martínez et al., 2013; Peña et al., 2013)

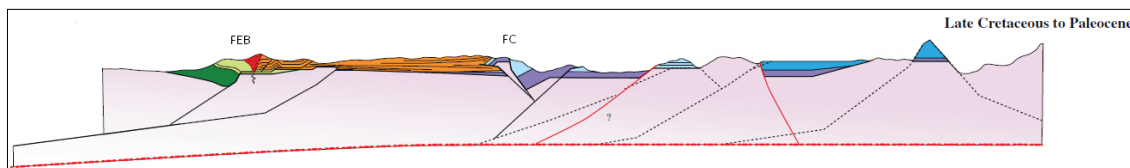


Figura 24. Modelo estructural a la latitud de Copiapó para el Cretácico Tardío – Paleoceno FEB: Falla Elisa de Bordes, FC: Falla Calquis, en naranja la Formación Hornitos (Tomada de Martínez et al., 2015)

#### 4.2.2 Cronología de la Deformación

En el limbo norte del Oroclino de Vallenar, los datos geocronológicos de U-Pb obtenidos de depósitos volcano-sedimentarios sin-orogénicos, revelan que la deformación compresiva en este segmento comenzó a los ~80Ma, por inversión tectónica en el este de la Cordillera de la Costa y oeste de la Cordillera Frontal (Martínez et al., 2015), lo que sugiere una deformación diacrónica con el limbo sur, ya que a la latitud de Vallenar, la deformación compresiva comenzó a los ~110 Ma, por propagación de fallas inversas de piel gruesa con vergencia este en el oeste de la Cordillera Frontal.

#### 4.2.3 Mecanismo de Inversión Tectónica

En los limbos norte y sur del Oroclino de Vallenar se registró inversión tectónica de las cuencas mesozoicas a través de la reactivación de fallas extensionales heredadas y por decapitación de las fallas de borde.

En la Cordillera de la Costa, el estilo estructural a la latitud de Copiapó, se encuentra dominado por inversión tectónica a partir de la reactivación inversa de la falla de borde de la cuenca Chañarcillo, con transporte tectónico hacia el este, a través de estructuras tipo *footwall short-cut* de vergencia oriental, generando el “*Hornitos Fold System*” de la figura 25, en cambio, a la latitud de Vallenar, el estilo estructural está dominado por la decapitación de la falla de borde de la cuenca cretácica, a través de las fallas tipo *footwall short-cut* de la Falla San Félix con transporte tectónico hacia el oeste.

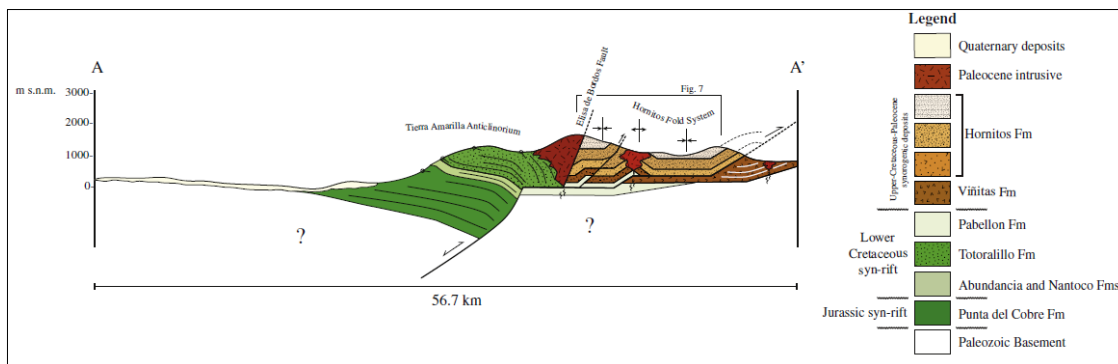


Figura 25. Perfil estructural de la Cordillera de la Costa en la latitud de Copiapó. (Tomada de Martínez et al., 2015)

En la Cordillera Frontal de Copiapó, la inversión de la cuenca Lautaro ocurre por reactivación inversa de la Falla Calquis, con transporte tectónico hacia el oeste, mientras que hacia el oriente la inversión tectónica de la cuenca Lagunillas se genera por decapitación a través de la Falla Vizcachas de vergencia este. Por otra parte, en Vallenar, la cuenca San Félix se exhuma por reactivación inversa de la falla homónima y de la Falla Las Pircas y hacia el oriente domina una tectónica de bloques de basamento alzados por fallas inversas de vergencia este. Cabe destacar que en el norte no aflora un equivalente del Bloque Pinte.



#### 4.2.4 Propagación de la Deformación

A la latitud de Copiapó, Martínez et al. (2015) documenta la presencia de secuencias sin-orogénicas del Paleoceno y del Mioceno en el bloque yacente de fallas inversas de piel gruesa en la Cordillera Frontal, lo que interpreta como una migración de la deformación andina desde el oeste hacia el este durante el Paleoceno – Mioceno por propagación de rampas de vergencia oriental (Ver figura 26), en cambio a la latitud de Vallenar, se propuso en este trabajo una propagación similar de la deformación andina durante el Albiano – Paleoceno y propagación hacia el oeste a través de la inversión tectónica de la cuenca San Félix y las estructuras de inversión asociadas a ella durante el Eoceno – Mioceno (Ver figura 22).

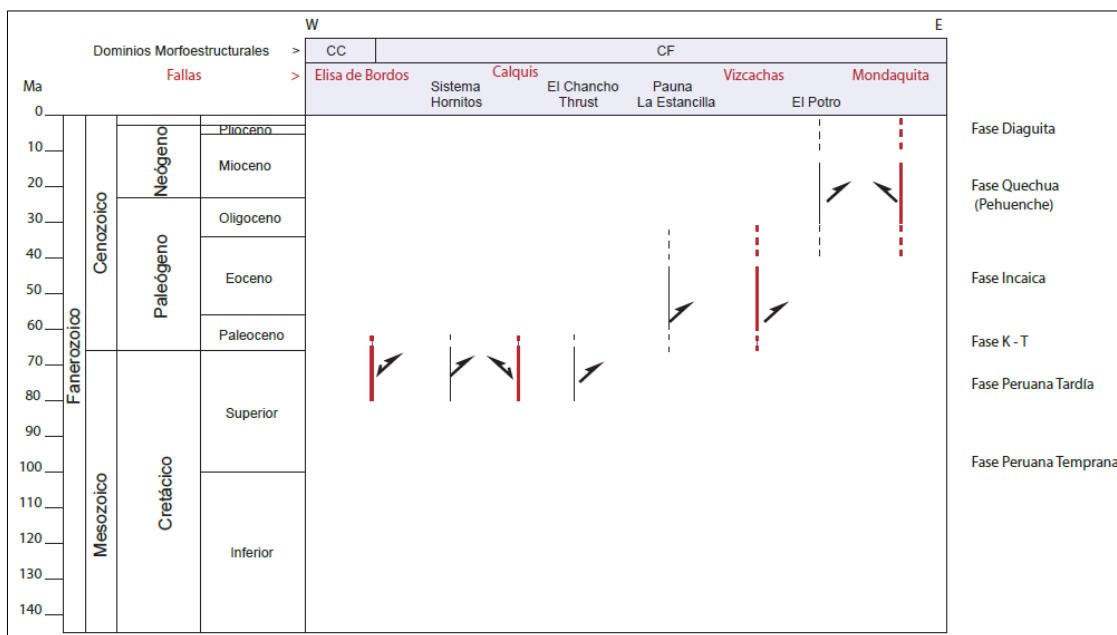


Figura 26. Edad relativa de actividad de las fallas principales a la latitud de Copiapó y su correlación con las fases tectónicas. En rojo, las fallas principales y en negro las fallas secundarias.

## Capítulo 5

### DISCUSIONES

#### 5.1 Relación Estructural Entre Dominios Morfoestructurales Cordillera De La Costa Y Cordillera Frontal

El Miembro Checo de Cobre de la Formación Cerrillos, cubre en discordancia al Grupo Chañarcillo, y como es de conocimiento (Haq *et al.* 1987), que cerca de los 140Ma comenzó un alzamiento eustático generalizado (Ver figura 27), se descarta la posibilidad de un cambio de ambiente marino a continental producto de una regresión marina. Esto sugiere, que el cambio de ambiente en los depósitos de la cuenca cretácica, tiene un origen más bien tectónico, cercano a los ~110 Ma (Creixell *et al.*, submitted; Salazar *et al.*, 2017) que podría consistir en la inversión parcial positiva de la Falla La Escondida, lo que implicaría una depositación sin-inversión del Miembro Checo de Cobre de la Formación Cerrillos, o más bien, un alzamiento generalizado en la Cordillera de la Costa, que provoca el cese de la actividad de la Falla La Escondida y que no involucra necesariamente la inversión de dicha falla, en consecuencia, la depositación del Miembro Checo de Cobre colmataría la cuenca como una secuencia post-extensional, lo que parece más consistente con los datos cronológicos de Salazar *et al.* (2017), que registran patrones de circones detríticos en el techo del Miembro Volcánico de la Formación

Cerrillos y en los Estratos El Carrizo, provenientes desde el basamento Carbonífero-Pérmico, ubicado hacia el este, que confirman la denudación del Bloque Pinte, al menos desde el Turoniano, sugiriendo que dicho bloque ya se encontraba alzado a esa edad.

Lo anterior es consecuente con la propuesta de una estructura profunda desarrollada en el Albiano con transporte tectónico hacia el este ya que explica el paso de ambiente marino a continental y la actividad de la Falla Pinte, que nace desde esta rampa, explica el alzamiento del bloque homónimo, antes de la exhumación y denudación en el Turoniano. Cabe destacar que en este trabajo no hay evidencias que descarten la prolongación del flat hacia el este.

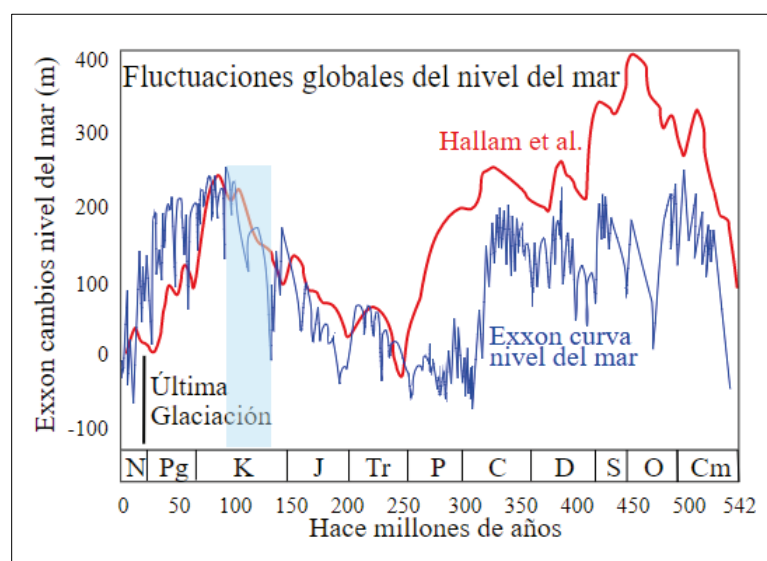


Figura 27. Cambios en el nivel del mar, en celeste se marca el alzamiento eustático del Cretácico Inferior. Modificada de Haq et al. (1987)

Por otra parte, trabajos anteriores (Santis, 2013) proponen que a esta edad, habría comenzado la actividad de la Falla San Félix, como una falla inversa de vergencia oeste, para explicar el aporte de detríticos, antes del volcanismo del Cretácico Superior, el que habría sido acomodado en cuencas sin-compresión (Salazar, 2012), sin embargo, la inversión del segmento superior de la Falla San Félix es mecánicamente inviable en esta etapa, en base a McClay (1992) debido a su verticalidad, por lo que el acortamiento tendría que haber sido acomodado, en

primera instancia, con la formación de un *footwall short-cut*, un *bypass* o un *back-thrust*, estructuras que se analizan a continuación:

- Considerando que las estructuras recién mencionadas tienen, en general, una secuencia de crecimiento inversa (Ver figura 28), es imposible proponer la existencia de la Falla Las Cañas y la Falla El Orito como fallas tipo *footwall short-cut* a esta edad, debido a que involucran unidades del Valanginiano al Campaniano, lo que sugiere que el alzamiento del bloque colgante de la Falla San Félix pudo haber ocurrido al menos en el Campaniano.
- No se observa deformación en superficie consistente con la existencia de un *bypass*.
- Si se hubiera generado un *back-thrust*, correspondería a la Falla Pinte, lo que explicaría la geometría de *pop-up* del bloque homónimo, pero la cronología no respalda esta idea ya que las fallas tipo *footwall short-cut* se desarrollan, de acuerdo a la temporalidad de las estructuras de inversión, antes que los *back-thrust* (Ver figura 28).

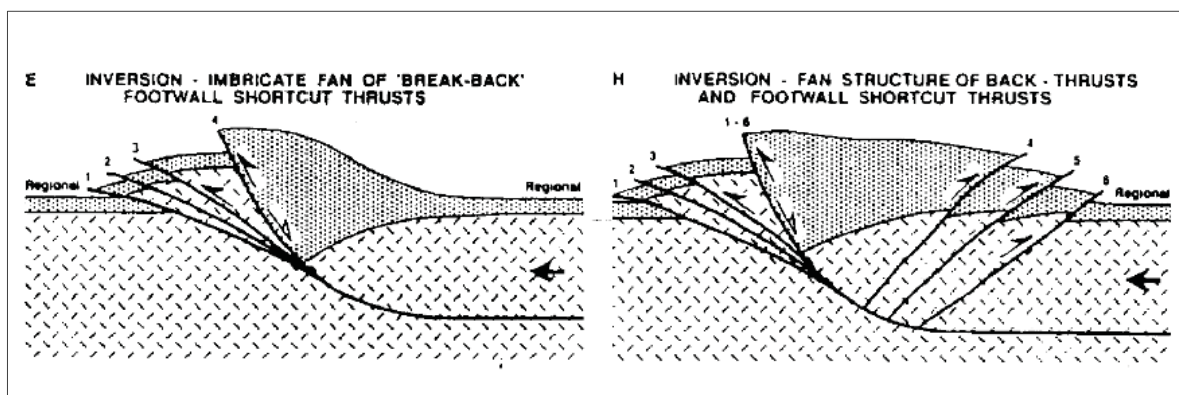


Figura 28. Estructuras de inversión tectónica (Modificado de McClay, 1992)

Debido a lo anterior, se propone que la inversión tectónica de la Falla San Félix habría comenzado al menos en el Campaniano – Maastrichtiano, por esto, el volcanismo del Turoniano – Santoniano fue modelado como una secuencia sin-

extensión. Para el Campaniano, la Formación Viñita se modeló como una secuencia sin-compresión depositada durante la inversión de la Falla La Escondida y como una secuencia post-compresión, lo que no involucró diferencias significativas en el modelo.

En el capítulo cuatro, se propuso que luego de la inversión tectónica de la Falla La Escondida en la Cordillera de la Costa, esta falla habría sido decapitada por fallas tipo *footwall short-cut* de la Falla San Félix, sin embargo la distribución de las unidades de este dominio en superficie también se puede conseguir modelando la Falla Las Cañas como un *hangingwall short-cut* o un *back thrust* de la Falla La Escondida, para esto se deben modificar los parámetros de diferentes maneras, algunas de ellas son:

- Aumentar al menos 15° el ángulo de cizalle simple en la etapa de extensión de la cuenca cretácica para que el limbo frontal del anticlinal de *rollover* alcance mayor inclinación y modificar el modelamiento con *Trishear* en la etapa de inversión, aumentando la razón P/S, para que el desplazamiento sea mayor que la deformación.
- Mantener el ángulo de cizalle simple en la deformación extensional y en la deformación compresiva aumentar el desplazamiento y disminuir la razón P/S, manteniendo el ángulo de *Trishear*, el ángulo *offset* y la profundidad del *tip point*.
- En ambos casos el *hangingwall short-cut* debería nacer aproximadamente a los ~3000m de profundidad, sobre el contacto entre la Formación Punta del Cobre y el Grupo Chañarcillo, con un segmento inicial de bajo ángulo (< 30°E).

Para discernir el origen de la Falla Las Cañas, se realiza una comparación con la sección estructural realizada a los 30°Sur (Salazar et al., 2017), donde los rasgos

geológicos de primer orden son similares a los de Vallenar y las estructuras principales pueden ser correlacionadas (Ver figura 29).

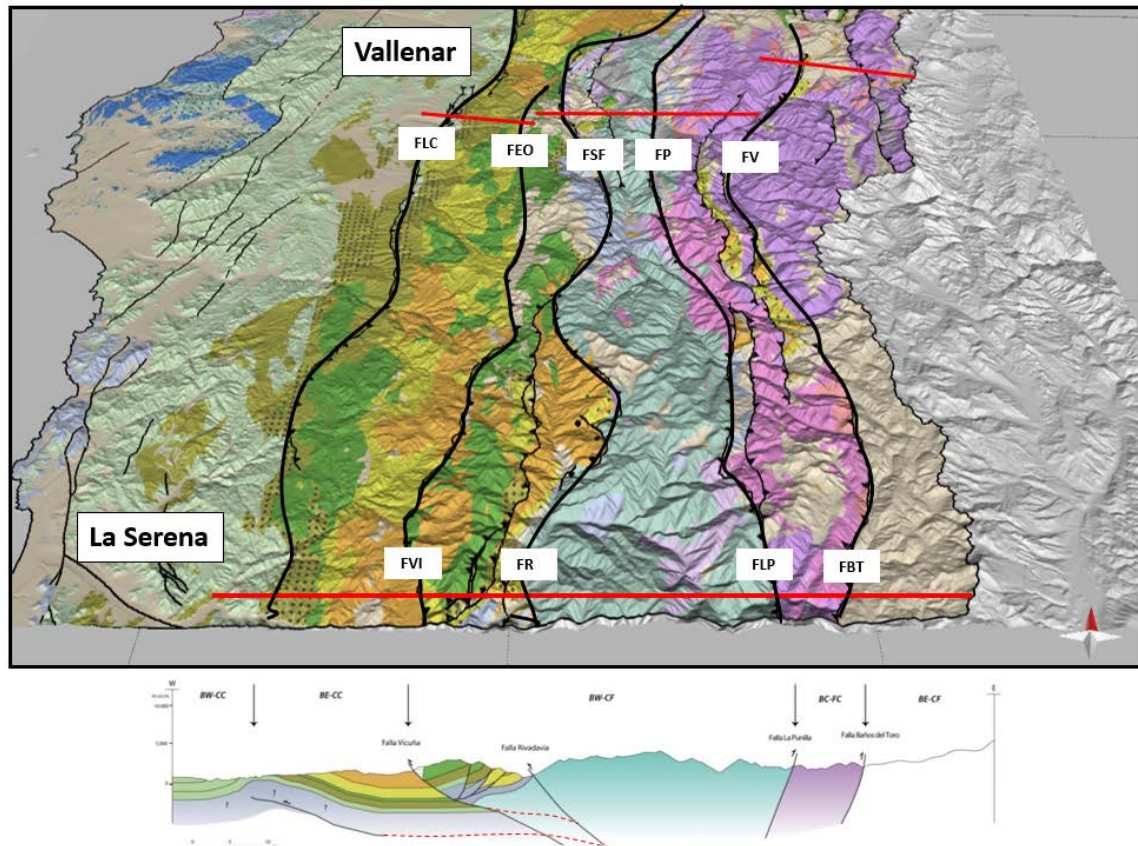


Figura 29. Mapa Geológico entre los 28°30' - 30° Sur y perfil estructural a la latitud de la Serena, modificado de Salazar et al. (2017). En rojo (Línea continua) la traza del perfil realizado en este trabajo a la latitud de Vallenar y al sur, la traza del perfil correspondiente a los 30°S. Las líneas rojas segmentadas en el perfil representan el modelo propuesto para la geometría en profundidad de las fallas que se correlacionan hacia el norte. FLC: Falla Las Cañas, FEO: Falla El Orito, FSF: Falla San Félix, FP: Falla Pinte, FV: Falla Valeriano, FVI: Falla Vicuña, FR: Falla Rivadavia, FLP: Falla La Punilla, FBT: Falla Baños del Toro.

A los 30° S, la disposición de las unidades estratigráficas en la Cordillera de la Costa, no coincide con la descrita en este trabajo, ya que la geometría de sinclinal de vergencia este, al occidente de la Falla Vicuña, falla que puede ser correlacionada con la Falla El Orito, sugiere, que a esta latitud, no hubieron fallas normales que acomodaron la depositación de las unidades geológicas durante el Cretácico, y por lo tanto, no es posible correlacionar la Falla La Escondida con alguna estructura en profundidad a los 30°S, y se observa que la distribución actual

de las unidades fue controlada por la propagación de una falla inversa de vergencia oeste, que se correlaciona con la Falla Las Cañas, sugiriendo que el origen de la Falla Las Cañas a la latitud de Vallenar es independiente de la Falla La Escondida, y posterior a su reactivación inversa. Lo anterior, confirma la propuesta de que La Falla Las Cañas y la Falla El Orito son *footwall short-cut* de la Falla San Félix.

## **5.2 Correlaciones Con Eventos Tectónicos Regionales**

El primer evento compresivo descrito en este trabajo, ocurrido en el Albiano, se habría generado por el aumento en la velocidad de convergencia de la placa Fénix (Aluk), que de acuerdo a Soler & Bonhomme (1990), superó los 150 mm/año y se mantuvo constante entre los 100 y 80 Ma (Ver figura 30), este evento se relaciona con la Fase Peruana definida por Jaillard (1992), sin embargo, Bascuñán et al., (2015), propone la existencia de una Fase Peruana Temprana entre los 107-83.6 Ma y una Fase Peruana Tardía a los 79-65 Ma, en base a estudios realizados en el norte de Chile. Esto permite correlacionar el evento tectónico que alzó la cuenca cretácica a la latitud de Vallenar con la Fase Peruana Temprana que deformó y alzó la Cordillera de la Costa entre los 22°30′-23° Sur y el evento compresivo que reactivó de forma inversa la Falla La Escondida durante el Campaniano, puede ser correlacionado con la Fase Peruana Tardía. Esta correlación indica que la extensión durante la cual se depositó el Miembro Volcánico de la Formación Cerrillos ocurrió solo en el arco, mientras se desarrollaba una tectónica compresiva hacia el este.

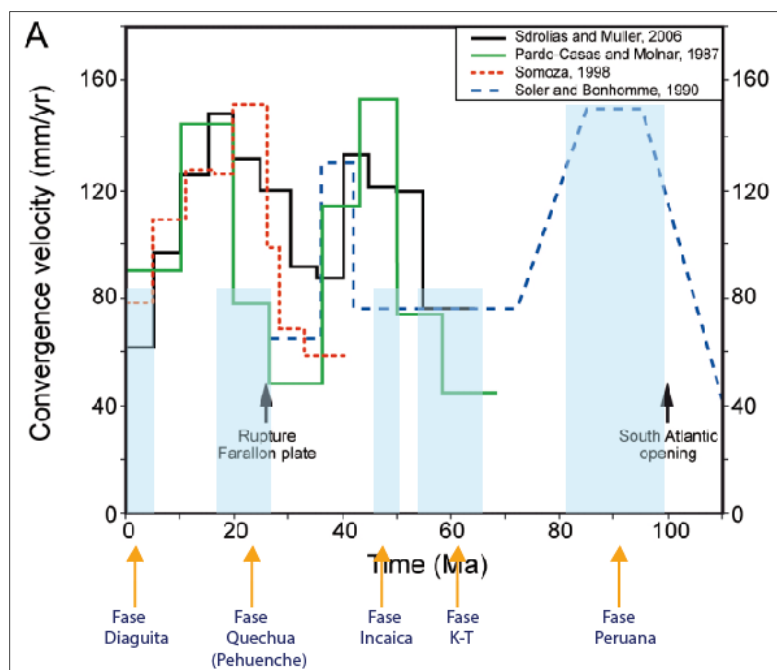


Figura 30. Cambios en la velocidad de convergencia desde los ~100 Ma. Modificada de Martinod *et al.*, (2010)

Para el evento compresivo que invirtió la Falla La Escondida, se deduce como edad mínima, al menos Campaniano Superior o Maastrichtiano, ya que desplaza a la Formación Viñita del Campaniano y edad máxima Eoceno a Post Eoceno, debido a que las fallas que decapitan a la Falla La Escondida cortan intrusivos del Maastrichtiano y del Eoceno, por otra parte, se interpreta actividad contemporánea para la Falla San Félix y la Falla Pinte, porque también cortan intrusivos Eocenos.

A partir de lo anterior, es posible correlacionar temporalmente la actividad inversa (Post-Campaniano) de la Falla La Escondida con la propagación de la Falla Valeriano, en la Cordillera Frontal, que en base a datos estratigráficos, Salazar & Coloma (2016) proponen que habría estado activa durante el Maastrichtiano, edad en que según Bascuñán *et al.* (2015), se desarrollaba la Fase Peruana Tardía.

Posterior a esto, el evento compresivo datado relativamente en este trabajo como Eoceno-Post Eoceno, se puede correlacionar con la actividad de la Falla Valeriano durante el Ypresiano – Lutetiano (Salazar & Coloma, 2016) y hacia el sur, con la actividad de la Falla Vicuña y Falla Rivadavia entre el Eoceno Medio – Oligoceno



Temprano (Pineda & Emparán, 2006; Pineda & Calderón, 2008), lo que es consecuente con el aumento en la velocidad de convergencia de la placa Farallón (Ver figura 30), que habría comenzado cerca de los ~45-50 Ma (Pardo-Casas & Molinar, 1987), permitiendo correlacionar este evento con la Fase Incaica.

A pesar de esta correlación, no se descarta que la actividad haya continuado durante la Fase Pehuenche, porque los depósitos que sellan la deformación al menos de la Falla Las Cañas son del Mioceno Medio y a la latitud de Vallenar, modelos termales de Rodríguez (2013), indican que la exhumación relacionada a la deformación contraccional de las Fallas Vicuña y Rivadavia continuó hasta poco después de los ~20 Ma.

### **5.3 Génesis del Oroclino de Vallenar**

Las variaciones latitudinales en el estilo estructural y cronología de la deformación, podrían controlar el patrón de rotaciones horarias en la latitud de Vallenar.

Analizando las variaciones en el estilo de la deformación, la configuración estructural de la Cordillera de la Costa y el sector occidental de la Cordillera Frontal, es la que presenta más diferencias, en cuanto a distribuciones estratigráficas, cronología de la deformación, mecanismo de inversión tectónica y propagación de la deformación.

Para las diferencias estratigráficas, se propone, que la ausencia de la Formación Hornitos a la latitud de Vallenar, puede estar relacionada con el mecanismo y el grado de inversión de las cuencas Mesozoicas, debido a que, en Copiapó la inversión tectónica de la cuenca Lautaro, en la Cordillera Frontal, ocurre por reactivación inversa de la Falla Calquis, de vergencia oeste, generando una cuenca compresiva en el bloque yacente, la cual habría estado limitada hacia el oeste por el limbo frontal del anticlinal de inversión de la cuenca Chañarcillo “Anticlinorium Tierra Amarilla”, de vergencia este (Ver figura 26), en consiguiente, la Formación

Hornitos corresponde al relleno de esta cuenca compresiva, en cambio, a la latitud de Vallenar, la falla que controló la depositación de las unidades del Triásico – Jurásico en la Cordillera Frontal habría sido decapitada por la Falla Pinte de vergencia este, mientras que, la reactivación inversa de la falla de borde de la cuenca Cretácica, en la Cordillera de la Costa, habría sido menor que en el norte, permitiendo solo la depositación de la Formación Viñita como secuencia sin-compresional.

Con respecto a la cronología y de acuerdo a Peña (2012), la edad de las unidades afectadas por declinaciones paleomagnéticas entre los 28°-32° S, está restringida entre el Paleozoico y el Eoceno, indicando que la deformación que producen las rotaciones podría estar asociada con la fase de deformación Incaica, lo que es consistente con el evento de deformación que invirtió la cuenca San Félix y generó las principales diferencias en el estilo estructural entre los limbos norte y sur del Oroclino de Vallenar.

La deformación compresiva y diacrónica entre Copiapó y Vallenar, ocurrida desde el Albiano al Paleoceno, parece no tener gran influencia en el patrón de rotaciones paleomagnéticas, ni en las variaciones latitudinales del estilo estructural.

En el limbo norte del Oroclino, la cuenca Chañarcillo es, posiblemente, la geometría que tiene mayor control en la configuración estructural actual, considerando su arquitectura extensional del Jurásico Superior – Cretácico Inferior, el mecanismo de inversión tectónica, a través de la reactivación de fallas heredadas y la propagación de la deformación hacia el este.

En el limbo sur, a pesar de que existe una cuenca que se correlaciona geométrica, estratigráfica y cronológicamente con la cuenca Chañarcillo y que se invirtió sincrónicamente con ella, no tiene un control tan significativo en la configuración estructural actual como en el limbo norte. A la latitud de Vallenar, el control principal lo tiene la cuenca Triásica San Félix, cuya inversión tectónica genera las principales diferencias estructurales con respecto al limbo norte, siendo la propagación de la deformación hacia el oeste la más relevante.

Considerando que la localización de la cuenca San Félix, se correlaciona con un drástico cambio reológico en el basamento (Salazar, 2012) y que las unidades metamórficas del Devónico, presentes en esta cuenca, han sido interpretadas como parte del paleoprisma de acreción del Paleozoico Tardío, en el margen occidental de Gondwana (Bahlburg et al. 2009; Álvarez 2015), el cual se habría encontrado durante el Misisípico Superior-Pensilvánico entre Chilenia y un terreno alóctono o para-alóctono, que migraba desde el oeste hacia el margen occidental de Gondwana (Sigoña, 2016), se podría interpretar, que en el limbo sur del Oroclino de Vallenar, el patrón de rotaciones horarias está controlado por la inversión de una estructura de vergencia oeste, heredada de la evolución tectónica pre-mesozoica, que a pesar de la inviabilidad mecánica que describe McClay (1992), para reactivar de forma inversa una estructura de estas características, habría sido decapitada por un *flat-ramp-flat* en profundidad y esto habría producido la reactivación inversa del segmento superior.

El mecanismo de inversión tectónica y la propagación de la deformación, parecen ser los factores más importantes en las diferencias del estilo estructural, entre el limbo norte y sur del Oroclino, provocando diferencias en la estratigrafía y en la vergencia de la deformación, y en consecuencia, podrían ser los controles principales en la génesis del Oroclino.

Sin embargo, es necesario realizar estudios adicionales de acortamiento, para la sección completa a la latitud de Vallenar, porque en este trabajo solo se obtuvieron valores de acortamiento para la Cordillera de la Costa y el Bloque Pinte, de ellos se esperaría obtener valores inferiores para el limbo sur del Oroclino, en comparación con los publicados por Martínez *et al.*, (2015) para el limbo norte a la latitud de Copiapó. A su vez, podría ser incorporado un análisis estructural de detalle en la zona de transferencia entre la Falla Las Cañas y la Falla Agua de los Burros, para comprender mejor las variaciones latitudinales y finalmente, la cronología relativa de la actividad de las fallas debería ser validada con análisis de termocronología.

## Capítulo 6

### CONCLUSIÓN

Una sección integrada de la Cordillera de Vallenar, permite por primera vez hacer un análisis estructural integral del limbo sur del Oroclino de Vallenar, caracterizado por un sistema de fallas inversas de vergencia oeste sobreimpuestas a la deformación extensional Mesozoica en la Cordillera de la Costa, que involucra rocas Triásicas de la Formación San Félix, a la Formación Punta del Cobre del Jurásico Superior, y rocas del Cretácico pertenecientes al Grupo Chañarcillo, Formación Cerrillos y Formación Viñita, las que son afectadas por intrusivos del Campaniano-Maastrichtiano y Eoceno. En la Cordillera Frontal domina una tectónica compresiva bi-vergente, este y oeste respectivamente, que alza bloques de basamento Carbonífero Pérmico (Complejo Plutónico Chancoquín) en el sector occidental y Triásico Inferior – Medio en el sector Oriental (Complejo Metamórfico Chollay) en forma de franjas longitudinales separadas por rocas Mesozoicas que componen la Formación San Félix y La Totorá del Triásico, a las Formaciones Lautaro, Algarrobal y Lagunillas del Jurásico Superior, y a las Formaciones Manflas y Valeriano del Cretácico. Estas formaciones Mesozoicas son afectadas por intrusivos contemporáneos y por intrusivos Cenozoicos.

La configuración estructural actual del Orógeno Andino a esta latitud está controlada en gran parte por las fallas extensionales heredadas del Mesozoico y probablemente por suturas relictas del Paleozoico. Dentro de estas estructuras, la decapitación de la Falla San Félix y posterior inversión tectónica del segmento superior, juega un rol fundamental en la deformación de la Cordillera de la Costa y

en su relación con la Cordillera Frontal, marcando el límite entre ambos dominios morfoestructurales.

Los modelos estructurales disponibles para el limbo sur del Oroclino de Vallenar, no dan cuenta de la acomodación de potentes sucesiones estratigráficas Mesozoicas. En particular, secuencias del Valanginiano al Santoniano en la Cordillera de la Costa y del Triásico en el Bloque Pinte de la Cordillera Frontal. Estas diferencias implican fallas en profundidad, correspondientes a la Falla La Escondida, y a la Falla San Félix que, a partir de modelamiento *forward* deberían tener manteo subvertical hacia el oeste y este respectivamente, geometría lítrica en profundidad, con despegue de al menos 15 km bajo la superficie para la Falla San Félix y ~12 km para la Falla La Escondida, ambas habrían tenido una cinemática normal en el inicio de la actividad con posterior reactivación inversa.

Del análisis se desprende que la deformación compresiva comenzó cerca de los 110Ma alzando la Cordillera de la Costa y el sector occidental de la Cordillera Frontal y se propagó hacia el este hasta el Paleoceno, posterior a esto, durante la fase Incaica la propagación de la deformación habría sido hacia el oeste a través de la inversión tectónica de la cuenca San Félix, y decapitación de las estructuras cretácicas de la Cordillera de la Costa, probablemente hasta el Mioceno Inferior.

La comparación de estos resultados, con estudios publicados para el limbo norte del Oroclino de Vallenar, permite la identificación de importantes variaciones latitudinales en estratigrafía, cronología de la deformación, mecanismo de inversión tectónica y propagación de la deformación. De los cuales los que parecieran tener mayor influencia en el oroclino serían el mecanismo de inversión tectónica y la propagación de la deformación porque determinan la vergencia de las estructuras principales y el sentido del transporte tectónico.

Sin embargo, son necesarios estudios adicionales de acortamiento y termocronología para entender mejor los controles geológicos en el patrón de deformación del Oroclino de Vallenar.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Urreta, M. B. (2007). The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal*, 42, 143-173.
- Álvarez, J. (2015). Los Complejos Metamórficos paleozoicos de la Cordillera de Vallenar: Implicancias en la evolución tectónica del margen occidental de Gondwana. Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 140.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., . . . Vervoort, J. (2011). Detrital Zircons from Late Paleozoic Accretionary Complexes in North-Central Chile (28°–32°S): Possible Fingerprints of the Chilenia Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 460-476.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Blanco-Quintero, I., García-Casco, A., Arriagada, C., & Morata, D. (2013). U–Pb ages and metamorphic evolution of the La Pampa Gneisses: Implications for the evolution of the Chilenia Terrane and Permo-Triassic tectonics of north Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 100-115.
- Arévalo, C., Mourgues, F., & Chávez, R. (2009). Geología del área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 120:64p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., & Farías, M. (2009). Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El Oroclino de Vallenar y el "Mega-kink" del Maipo: XII Congreso Geológico Chileno. (S9\_009).
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Fernandez, R. (2006). Paleomagnetism and tectonics of the southern. *Tectonics*, 25. doi:10.1029/2005TC001923
- Bahlburg, H., Vervoort, J. D., Du Frane, A. D., Bock, B., Augustsson, C., & Reimann, C. (2009). Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margins of South America. *Earth Science Reviews*, 97, 227-253.
- Barazangi, M., & Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Barthel, L. (1958). Eine Marine Faunula Aus Der Mittleren Trias Von Chile. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen. 106, 352-382.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., & Deckart, K. (2015). Unravelling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and

- geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'-23°S), northern Chile. *Basin Research*, 1-28.
- Beck, M. E., Jr, Drake, R. E., & Butler, R. F. (1986). Paleomagnetism of Cretaceous Icaic rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes. *Geology*, 132-136.
- Bell, C. M., & Suarez, M. (1994). The Sedimentation and Tectonics of a Marine Fan-Delta Developed on an Active Continental Margin: The Triassic San Félix Formation in the Andes of Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 403-413.
- Carey, S. W. (1955). The Orocline Concept in Geotectonics. *Proceedings, Royal Society of Tasmania*, 89, 255-258.
- Carey, S. W. (1958). The tectonic approach to continental drift. In: Carey, S. W. (ed.). *Continental Drift-A Symposium*, 178-355.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C., & Tomlinson, A. (1993). Estudio Geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat.S), Reg. Rep. Servicio Nacional de Geología y Minería. 12, escala: 1:50.000.
- Creixell, C., Fuentes, J., Bierma, H., & Salazar, E. (Submitted ). Tectonic framework associated with Cretaceous porphyry copper belts of northern Chile (28°-30° S) and its links with magmatic evolution and metallogeny. *Andean Geology*.
- Creixell, C., Labbé, M., Arévalo, C., & Salazar, E. (2013). Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica x: 87 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Dewey, J., & Lamb, S. (1992). Active tectonics in the Andes. *Tectonophysics*, 205, 79-95.
- Fox, K. (2000). Fe-Oxide (Cu-U-Au-REE) mineralization and alteration at the Productora prospect. M.Sc. Thesis (Unpublished) Colorado School of Mines: 141p.
- Godoy, E., & Davidson, J. (1976). Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del norte de Chile (22-30°S), Congreso Geológico Chileno. B87-B103.
- Gradstein, F., Ogg, J., & Smith, A. (2004). A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press: 589 p. Cambridge.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1,156–1,167.

- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211–3231.
- Jaillard, E. (1992). Tectonic and Geodynamic Evolution of the Peruvian Margin between Kimmeridgian and Paleocene time., En: J.A. SALFITY (ed.). *Cretaceous tectonic in the Andes. Earth Evolution Science*.
- Jensen, O. (1976). Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile: Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 299p.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 341-361.
- Maksaev, V., Munizaga, F., & Tassinari, C. (2014). Timing of the Magmatism of the Paleo-Pacific Border of Gondwana: U-Pb Geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic Igneous Rocks of the North Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology*, 41, 447-506.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., & Charrier, R. (2012). The Lautaro Basin: a record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 258-278.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Charrier, C., & Deckart, K. (2015). Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes "Pampean" flat-slab segment in northern Chile (27–29°S). *Tectonophysics*. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.019>
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Deckart, K., & Charrier, R. (2016). Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes "Pampean" flat-slab segment in northern Chile (27-29 degrees S). *Tectonophysics*, 667, 144-162.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., & Deckart, K. (2013). The structure of the Chañarcillo Basin: an example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1-16.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters, Elsevier*, 299, 299-309. doi:<10.1016/j.epsl.2010.09.010>.<hal-00536991>
- McClay, K. R. (1992). *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall. 442.
- Merino, R. (2013). Estratigrafía, sedimentología y proveniencia de las sucesiones continentales de tras-arco del Jurásico Superior, entre los 28°30'-30°S y 69°50'-70°40'W. Memoria de Título, Universidad de Concepción, Departamento de Geociencias: 111p.



- Mohr, B., & Schöner, F. (1985). Eine Obertriassische Dicroidium-Flora Südöstlich Alto Del Carmen, Región De Atacama (Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie, Palaeontologie, Monatshefte*, 368-379.
- Moscoso, R., & Mpodozis, C. (1988). Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, 15 (2), 151-156.
- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L., & Arévalo, C. (2010). Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar 7, 1 mapa escala 1:25.000.
- Moscoso, R., Nasi, C., & Salinas, P. (1982). Geología de la hoja Vallenar y Parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 55:100 p., 1 mapa escala: 1:250.000.
- Mourgues, F. A. (2007a). Paléontologie stratigraphique (Ammonites) et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'arrière arc de Chañarcillo (Berriasien-Albien, Nord du Chili). Thèse de doctorat (Inédit), Université de Toulouse III: 295 p.
- Mourgues, F. A. (2007b). Sabaudiella Vasicek & Hoedemaeker (Ancyloceratidae, Ammonoidea) in the Andean Lower Cretaceous Chañarcillo back-arc basin, northern Chile. In *Proceedings of 4th European Meeting on the Palaeontology and Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (Díaz-Martínez, E.; Rabano, I.; editors)*, 8, 267-271.
- Mpodozis, C., & Gardeweg, M. (2008). Uploaded Regional of El Morro District (1:25.000 scale). Aurum Consultores, internal report for XStrata Copper: 142 p.
- Murillo, I., Álvarez, J., Montecinos, P., Creixell, C., Salazar, E., & Arriagada, C. (2013). Geochronology and kinematics of El Portillo Mylonites: relation with San Rafael Orogeny and Middle Triassic extension in north-central Chile. *Bolletino di Geofisica teorica ed applicata*, 54, 82.
- Ortiz, M., & Merino, R. (2015). Geología del Área Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro: Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175 y 176, 1 mapa escala 1:100.000*.
- Pankhurst, R. J., Millar, I. L., & Hervé, F. (1996). A Permo-Carboniferous U-Pb Age for Part of the Guanta Unit of the Elqui-Limari Batholith at Rio Del Tránsito, Northern Chile. *Andean Geology*, 23, 35-42.

- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics*, 6, 233-248.
- Peña, M. (2012). Reconocimiento del límite sur del patrón paleógeno de rotaciones horarias entre los 28o-32o S del margen chileno a través de un estudio paleomagnético. Obtenido de <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/111881>
- Peña, M., Arriagada, C., & Gómez, I. (2015). Variaciones latitudinales en las rotaciones tectónicas en el antearco chileno entre los 18-32°S. *XIV Congreso Geológico Chileno*.
- Peña, M., Martínez, F., & Arriagada, C. (2013). Geología del área Yervas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 155, 1 mapa escala 1:100.000.
- Ramos, V., Cristallini, E., & Pérez, D. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes: Journal of South American Earth Sciences. 15, 59-78.
- Reutter, K. (1974). Entwicklung Und Bauplan Der Chilenischen Hochkordillere Im Bereich 29 Südlicher Breite. *K*, 146, 153-178.
- Ribba, L. (1985). Geología Regional Del Cuadrángulo El Tránsito, Región De Atacama, Chile. Undergraduate thesis (unpublished), Universidad de Chile, Santiago. 203p.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., & Moscoso, R. (1988). El Basamento Del Valle Del Tránsito, Cordillera De Vallenar: Eventos Magmáticos Y Metamórficos Y Su Relación Con La Evolución De Los Andes Chileno-Argentinos. *Andean Geology*, 15, 129-149.
- Rodríguez, M. P., Aguilar, G., Constanza, U., & Charrier, R. (2014). Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28 and 32°S: interplay between tectonic and erosional processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 399, 419-446. doi:<https://doi.org/10.1144/SP399.15>
- Rodríguez, M. P., Charrier, R., Brichau, S., Carretier, S., Parseval, P., Farías, M., & Ketcham, R. (2013). Thermochronometric constraints on the development of the Andean topographic front in north central Chile (28.5-32°S). *Tectonics*.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., . . . Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 25, tc3010. doi:10.1029/2005tc001882

- Rossel, K., Aguilar, G., Salazar, E., Martinod, J., Carretier, S., Pinto, L., & Cabre, A. (2016). Chronology of Chilean Frontal Cordillera building from geochronological, stratigraphic and geomorphological data insights from Miocene intramontane-basin deposits. *Basin Research*. doi:10.1111/bre.12221
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M., Charrier, R., Scaillef, S., Retamal, L., & Figueroa, O. (2013). The Early Andean Subduction system as an analogue to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179: 211-230. doi:10.1016/j.lithos.2013.08.014.
- Salazar, E. (2012). Evolución Tectonoestratigráfica De La Cordillera De Vallenar: Implicancias En La Construcción Del Oroclino De Vallenar. MSc Thesis. Universidad de Chile.
- Salazar, E., & Coloma, F. (2016). Geología del área Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000.
- Salazar, E., Coloma, F., & Creixell, C. (2013). Geología Del Área El Tránsito-Lagunillas, III Región De Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 106p. 1 mapa escala 1:100.000.
- Salazar, E., Franco, C., Creixell, C., Merino, R., & Suarez, M. (2015). Albian to Santonian tectonic closure of the Andean marginal basin at 28°S: Sedimentological, geochronological and structural evidences. XIV Congreso Geológico Chileno.
- Salazar, E., Merino, R., Murillo, I., Creixell, C., & Muñoz, R. (2017). Cretaceous stratigraphy of the western margin of the Frontal Cordillera between 28,5: XX Congreso Geológico Argentino.
- Santis, P. (2013). .Estratigrafía del jurásico superior al cretácico superior al oeste del Río del Carmen entre los 28°50' y los 29°15'S: bimplicancias tectónicas. Obtenido de <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/114124>
- Segerstrom, K. (1959). Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 1:33 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Segerstrom, K., & Parker, R. L. (1959). Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 1 (2): 33 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Sigoña, P. (2016). Petrología, geocronología e implicancias tectónicas de enclaves graníticos del paleozoico tardío en un dique mesozoico en el sector costero del Norte Chico (31°30'S), Chile. Tesis de Pregrado, Universidad de Chile.

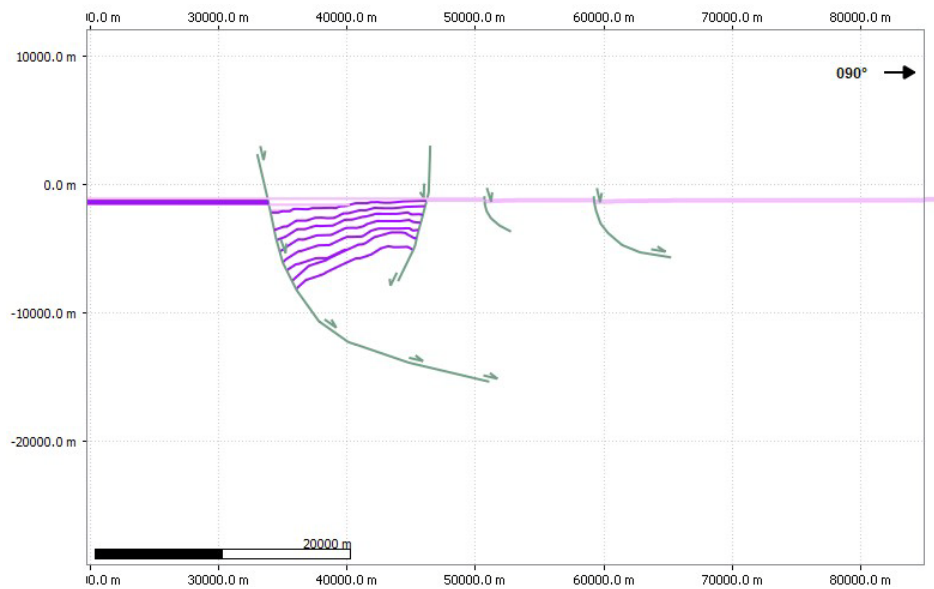
- Soler, P., & Bonhomme, M. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *Geological Society of America Special Paper* 241.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211-215.
- Taylor, G. K., Dashwood, B., & Grocott, J. (2005). Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the forearc of northern Chile. *Geology*, 33, 777 – 780. doi:0.1130/G21876.1
- Taylor, G., Grocott, J., Pope, A., & Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299, 93-109.
- Vicente, J. -C. (2005). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 221-250.
- Von Hillebrandt, A. (1971). Der Jura in der chilenisch-argentinischen Hochkordillere- 25° bis 32°30'S. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie 20-21. 63-87.
- Von Hillebrandt, A. (1973). Neue ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. Münstersche forschungen zur Geologie und paläentologie 31-32. 167-199.
- Zeil, W. (1958). Sedimentation in Der Magallanes-Geosynklinale Mit Besonderer Berücksichtigung Des Flysch. *Geologische Rundschau*, 47, 425-443.

## ANEXOS

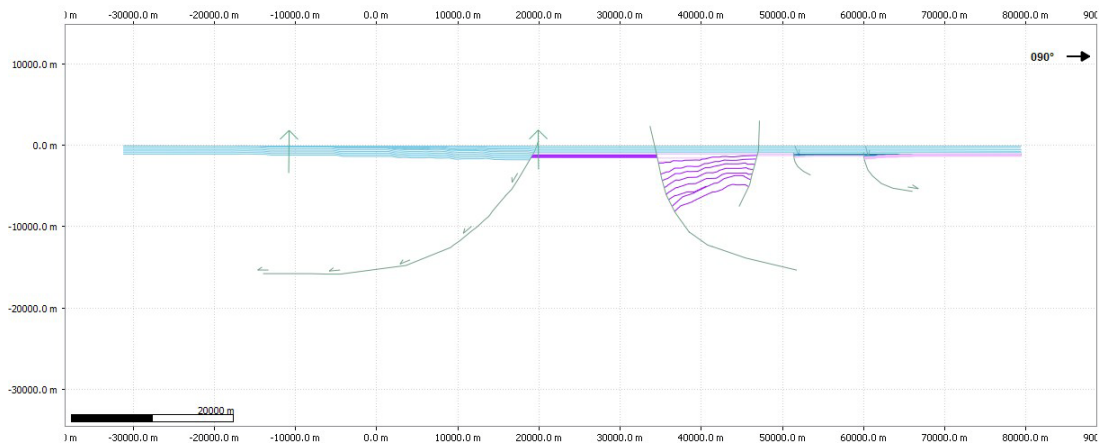
### Anexo 1: MODELO *FORWARD*

En este anexo se presentan los resultados obtenidos con el software Move 2016.1 de Midland Valley, para el modelamiento estructural descrito en el capítulo 4.1.3. En el capítulo recién mencionado, se detallaron los algoritmos empleados en cada caso y los valores utilizados para los parámetros correspondientes.

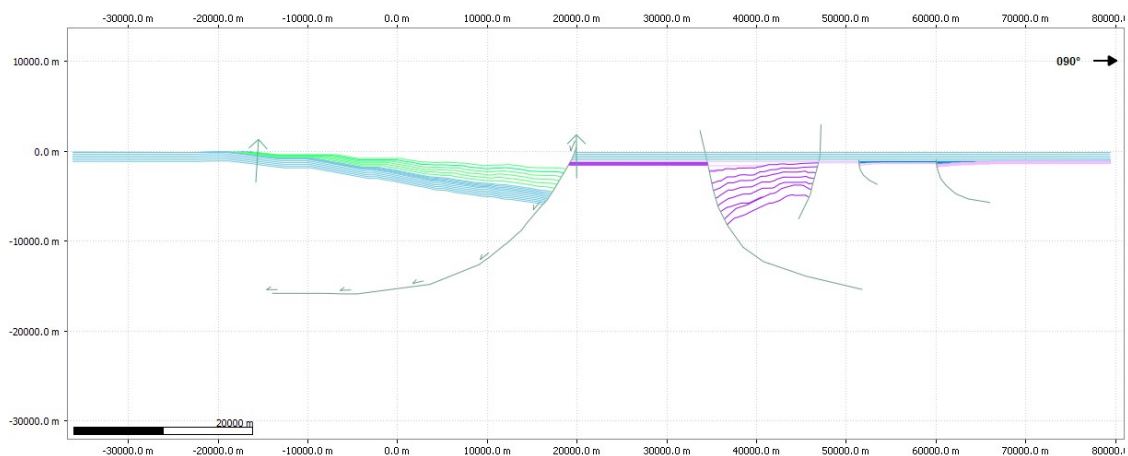
#### 1. **Triásico** : Desarrollo de cuencas Triásicas en la Cordillera Frontal.



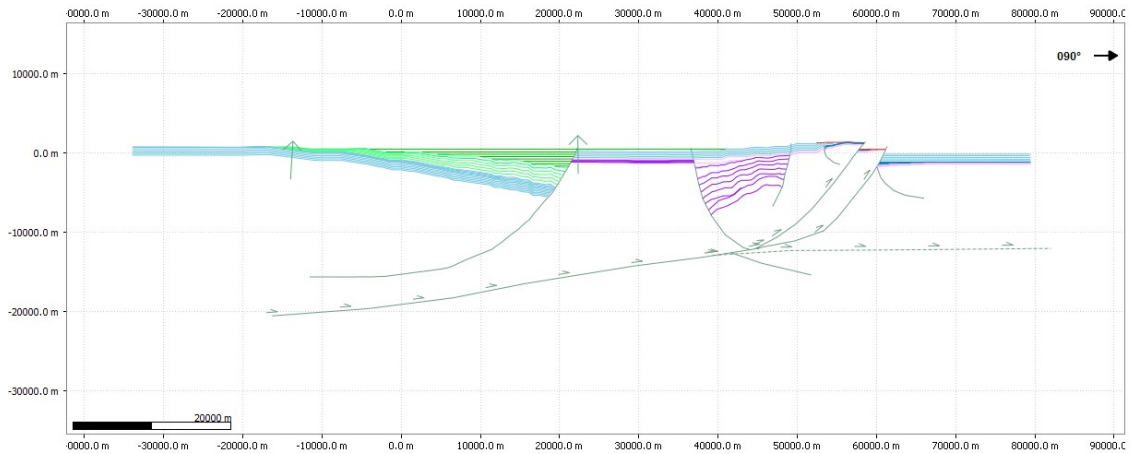
2. **Jurásico:** Inicio de la extensión en la Cordillera de la Costa, comienza la actividad de la Falla La Escondida.



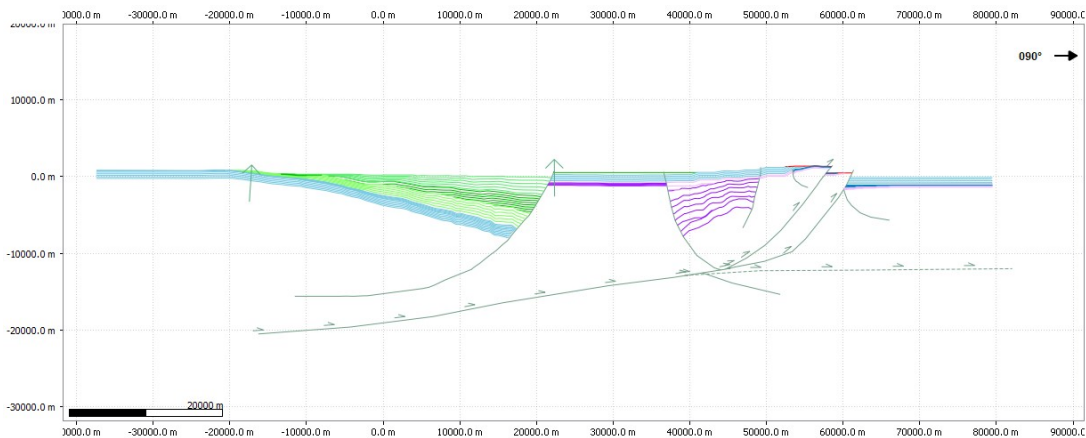
3. **Valanginiano – Aptiano:** Continúa la extensión en la Cordillera de la Costa.



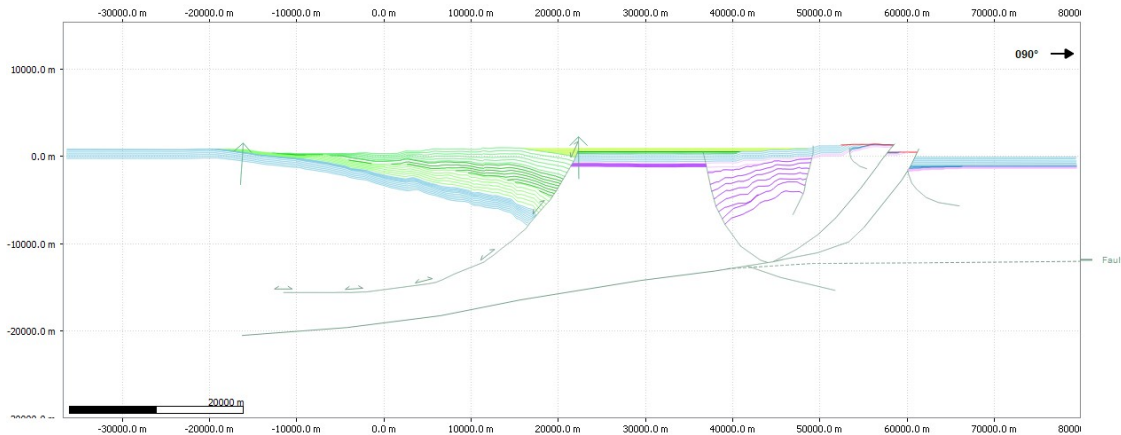
4. **Albiano – Turoniano:** Comienza la actividad del Flat-ramp-flat, con desarrollo de fallas inversas de manteo hacia el oeste en la Cordillera Frontal y cesa la actividad de la Falla La Escondida en la Cordillera de la Costa



5. **Turoniano – Santoniano:** Se reactiva la actividad normal de la Falla La Escondida



6. **Campaniano:** Se reactiva de forma inversa la Falla La Escondida, generando una cuenca sin-compresión, en la que se depositan las rocas del Campaniano de la Fm. Viñita.



7. **Paleógeno:** Se reactiva de forma inversa la Falla San Félix y el acortamiento se acomoda en primera instancia a través de estructuras footwall short-cut de vergencia oeste, en la Cordillera de la Costa.

